О. Г. КОНОВАЛОВА,
Н. А. ПРУСЕВИЧ

ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫЕ МАССИВЫ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И САЛАИРА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

339

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 339

О. Г. КОНОВАЛОВА, Н. А. ПРУСЕВИЧ

ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫЕ МАССИВЫ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И САЛАИРА

(Геологические особенности, условия формирования, хромитоносность)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1977

УДК 552,321.5/.6:553.461

Данная монография является итогом многолетнего изучения гипербазитов Кузнецкого Алатау, Саланра с применением методики комплексного геологического, структурно-тектонического картирования, минералого-петрографического исследования. В работе приводится характеристика зональных структурных ассоциаций пород базит-гипербазитового состава. Описываются строение и состав гипербазитовых массивов с выделением новых для этого региона разновидностей ультраосновных пород, таких как дуниты с реликтовой структурой перидотита, перекристаллизованные, пегматоидные, углеродистые дуниты, сланцевато-полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, брекчии взрыва, оливин-антигоритовые породы. Обращено внимание на характерные для массивов ультраосновных пород процессы разрушения, деформаций, дислокаций. Описаны явления широкого метасоматического и метаморфического преобразования ультраосновных пород: перекристаллизация, оливинизация, пироксенизация и др., обусловившие зональное строение массивов. Излагаются данные по вещественному составу и закономерностям размещения хромитового оруденения. Выявленные особенности строения и состава массивов ультраосновных пород объясняются вторжением их в данные участки земной коры в твердом или пластическом состоянии, сопровождающемся интенсивным динамометаморфизмом.

Книга рассчитана на геологов, изучающих ультраосновные породы.

Ответственные редакторы
доктора геолого-минералогических наук
Ю. А. Долгов, В. В. Велинский

К $\frac{20801-706}{055(02)-77}$ 216—77

© Издательство «Наука», 1977.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В работе приведен фактический материал, характеризующий положение дунит-гарцбургитовых массивов в геологической структуре региона, форму и внутреннее строение массивов, петрографический и химический состав слагающих их пород. Рассмотрены также вопросы формирования гипербазитовых массивов, всегда ассоциирующих с габброидами, составляя в целом базит-гипербазитовые ассоциации.

Массивы гипербазитов мы принимаем за блоки, вторгшиеся в данные участки земной коры в твердом состоянии вместе с заключенными внутри них телами хромитовых руд. В своей истории породы претерпели интенсивный динамометаморфизм — разрушение и деформации, что обусловило широкое развитие в них полиморфических преобразований, с формированием в массивах вертикальной зональности. Это позволило рассматривать их в целом как тектоно-метаморфические базит-гипербазитовые ассоциации.

В результате детального изучения хромитового оруденения установлено, что в дунит-гарцбургитовых массивах хромитовые тела размещаются на определенных уровнях, отвечающих областям смены одних петрографических разновидностей другими: в верхних и нижних горизонтах дунитового «ядра», в области перехода дунитов в перидотиты и последних в полосчатый комплекс либо в габброиды.

На основе приведенного фактического материала излагаются представления авторов о закономерностях формирования базит-гипербазитовых ассоциаций.

Выводы о закономерностях становления гипербазитовых поясов Кузнецкого Алатау и Салаира и причины постоянной ассоциации гипербазитов с габброидами носят дискуссионный характер и не претендуют на приложение ко всем подобным образованиям. Тем не менее выдвинутая нами новая трактовка фактического материала приобретает важное значение в познании сложной проблемы гипербазитов в целом.

Изучение гипербазитов представляет собой одну из труднейших задач геологии, для решения которой используются стратиграфический, структурно-тектонический, петрографический, минералогический, геофизический и другие методы. Однако понять ряд важных вопросов авторы смогли благодаря детальному структурно-геологическому картированию, выполненному ими для ряда массивов в большом объеме. При этом учтены и критически использованы имеющиеся публикации. Общие схемы геологического строения гипербазитовых поясов и карт массивов составлены О. Г. Коноваловой с привлечением сводных геологических, структурно-тектонических, прогнозно-металлогенических карт, составленных ею ранее.

Большое внимание в работе уделено характеристике и вопросам происхождения приуроченных к гипербазитам своеобразных брекчий существенно ультраосновного состава. Автором этой главы является Н. А. Прусевич, остальные главы написаны О. Г. Коноваловой.

В процессе исследования и подготовки монографии к печати авторы пользовались консультациями В. С. Соболева, Ю. А. Долгова, К. В. Радугина, Г. Л. Поспелова, Г. В. Пинуса, В. В. Велинского, В. Ф. Морковкиной, Е. В. Свешниковой, В. Н. Боголепова, Т. С. Калугиной, А. С. Варлакова. Всем им выражаем свою глубокую признательность.

ВВЕДЕНИЕ

К гипербазитам генетически приурочен своеобразный набор дефицитных полезных ископаемых — руд хрома, никеля, а также неметаллического магнезиального сырья — асбеста (хризотилового, актинолитового, антофиллитового, магнезиарфведсонитового), талькитов и талькового камня, корундовых плагиоклазитов, карбонатитов, жадеититов, нефрита, поделочного благородного змеевика и лиственита, вермикулита, магнезита, флогопита, апатита и других. Сами ультраосновные породы являются хорошим материалом для покрытия шоссейных дорог, удобрения почв, а оливиниты — высококачественным формовочным сырьем.

Гипербазиты представляют особый интерес в петрологическом аспекте.

Вместе с тем генетическая природа гипербазитов, несмотря на множество существующих гипотез и взглядов, остается в петрологии наиболее неясной.

Вес это выдвигает гипербазиты в число интересных геологических объектов для изучения. Более или менее детальными геологосъемочными и научно-тематическими работами охвачены массивы, прилегающие к Кузбассу; пока еще слабо исследованы массивы труднодоступных районов Западной Сибири являются продуктом кристаллизации специсследованиях гипербазитов намечаются три этапа.

Первое обобщение по геологии гипербазитов Западной Сибири было сделано М. А. Усовым в небольшой, но очень содержательной сводке. Автор показал, что породы гипербазитовых массивов различных районов Западной Сибири являются продуктом кристаллизации специфической по составу гипербазитовой магмы. Так, лерцолиты, гарцбургиты и пироксениты, по мнению М. А. Усова, относятся к отдельным фазам одного интрузивного цикла. Путем дифференциации образовались также габбро и альбититы. «Менее основные породы этого цикла в объемном отношении подчинены гипербазитам, слагая небольшие штоки, акмолиты и дайки. Они внедрялись в гипербазитовые массивы, местами пересекая их, например, в Табатском планшете (на рассматриваемой территории Тогул-Сунгайский, Бархатный и другие массивы — *О. К.*). Если иногда эти породы слагают *периферические части* (курсив наш) гипербазитовых тел, то, очевидно, потому, что интрузии габбро просто подчинялись структуре гипербазитовых акмолитов. Представлены они нормальными габбро и авгитовыми диоритами, которые обычно автометасоматитизированы, а также альбититами, представляющими крайние члены продуктов дифференциации общей магмы формации» (Усов, 1939, с. 70). Таким образом, основные и ультраосновные породы рассматриваются М. А. Усовым как производные одного интрузивного цикла.

Результаты специальных исследований гипербазитов Алтае-Саянской области, проведенных В. А. Кузнецовым, Г. В. Пинусом и И. М. Во-

лоховым, изложены в ряде работ, где подробно освещены вопросы геологии, петрологии и металлогении гипербазитовой ассоциации Алтае-Саянской области, основные закономерности их размещения.

В. А. Кузнецов (1948) допускает самостоятельное проявление собственно гипербазитовой и базитовой (габбро-перидотитовой) интрузий различного возраста: докембрийского, кембрийского и силурийского. В это же время им были развиты представления о гипербазитовых поясах и дана общая схема их расположения в Алтае-Саянской складчатой области.

Г. В. Пинусом (1953) детально рассмотрен вопрос о происхождении основных пород, пространственно связанных с гипербазитами.

В совместных работах Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова, И. М. Волохова (1955, 1958) отмечается «широкое распространение интрузивных массивов ультраосновных пород — перидотитов, дунитов, пироксенитов и серпентинитов, относящихся, по существу, к одному магматическому комплексу древнего кембрийского возраста и являющихся производными интрузий глубинной перидотитовой магмы — гипербазитовой магматической формации, характерной для магматизма ранних этапов развития многих геосинклинальных и складчатых областей».

В работах указанных авторов высказаны также общие соображения относительно особенностей металлогении гипербазитовых интрузий Алтае-Саянской области и дана сравнительная оценка перспектив различных районов на различные полезные ископаемые.

Проведенные этими учеными исследования по гипербазитам послужили теоретической основой для дальнейших, более детальных исследований и прогнозных работ.

Кроме этих научно-теоретических работ, на втором этапе проводились геологосъемочные, геофизические, поисково-разведочные и тематические работы.

Наиболее существенный вклад в изучение гипербазитов внесли Ю. А. Кузнецов, И. Е. Шатров, В. А. Кузнецов (1940), Г. В. Пинус (1953), В. К. Монич (1941), И. М. Волохов, М. Г. Маркина (1949), Н. И. Парвицкая, Б. Н. Валухов, З. Н. Валухова, А. Л. Додин с соавторами, Н. Г. Сидорова-Булатова, Г. Я. Соболь и др.

В итоге было принято считать самостоятельной гипербазитовую формацию кембрийского (по В. К. Моничу — протерозойского) возраста, образованную слабодифференцированными линзо- и плитообразными круто поставленными интрузиями серпентинитов и гарцбургитов. Магматические пироксениты, вебстериты и лерцолиты среди формации встречаются редко, а дуниты отмечались только в Ивановском массиве Кузнецкого Алатау (А. Л. Додин, В. Н. Гурьянова).

Третий этап начался с организации специализированных петрологических, прогнозных, детальных геолого-геофизических и поисковых работ на массивах гипербазитов, выполнявшихся О. П. Казанцевым, Н. П. Старченко, Ю. А. Апальковым, П. И. Слынько, Л. В. Широковым, В. А. Богдасаровым, Э. И. Сидоровичем, Ю. В. Марчуком, В. М. Глотовым, В. П. Карпенко, В. А. Малышевым, Е. Д. Шпайхером, А. М. Прусевичем, Н. М. Бекбулатовым, В. М. Тимошенко, А. Н. Платоновым, Н. А. Прусевич, О. Г. Коноваловой.

В процессе этих работ выявлены новые особенности гипербазитов. В частности, установленное отсутствие явлений ассимиляции, гибридизма и экзоконтактовых изменений по краям массивов, наличие тектонических зон вдоль контактов, а также сильная нарушенность пород массивов легли в основу представления о вторжении гипербазитовых массивов в данные участки земной коры в пластическом или кристаллическом состоянии, что коренным образом меняет сложившиеся представления о возрасте, генезисе, строении гипербазитовых массивов и характере их изменения.

В результате проведенных нами исследований (О. Г. Коновалова, 1956—1974 гг.) установлены своеобразные подкововидные структуры зон гипербазитовых массивов, отмечено широкое распространение дунитов, полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, брекчий существенно ультраосновного состава, выявлены широкие метасоматические и полиметаморфические изменения пород массивов, обнаружены и изучены месторождения и рудопроявления хромита, асбеста, магнезиальных пород. Замечена постоянная структурная, пространственная связь гипербазитов и габброидов; эти тесно примыкающие к гипербазитам своеобразные по текстурам и структурам габброиды определены нами как апогипербазитовые метасоматические образования.

В процессе работ группа Ю. В. Марчука также выделила апогипербазитовые габбро, закартировала и частично разведала многочисленные проявления полезных ископаемых.

А. Н. Платоновым получены интересные сведения о строении массива гор Чемодан, Становой Хребет и взаимоотношения гипербазитов с вмещающими породами, а также выявлены новые тела гипербазитов, хромитовых руд, ультраосновные брекчии. Большое внимание изучению гипербазитов уделяет коллектив Акчелбакской геофизической партии (Ю. Н. Бастаногов, В. Е. Бескончин, Ф. И. Рубаха и др.).

Для изучения гипербазитов большое значение представляли аэромагнитные и наземные магнитометрические съемки, охватившие всю территорию, однако проведенные геофизические исследования не сопровождались достаточным объемом проверочных горно-буровых работ. Гипербазиты Кузнецкого Алатау и Салаира нуждаются в продолжении всестороннего изучения.

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫХ МАССИВОВ И ЗОНАЛЬНЫХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

Материалы детального картирования, целевого обследования массивов, изучение литературных данных позволили выявить тесную пространственную связь гипербазитов с габброидами и метаморфическую апогипербазитовую природу последних. Гипербазиты и габброиды формируют так называемые зонально-кольцевые тектоно-метаморфические базит-гипербазитовые ассоциации, геологическая характеристика которых и дается в настоящей главе. Показано также положение гипербазитов в тектонических структурах Кузнецкого Алатау и Саланра, приводится краткая петрографическая и петрохимическая характеристика ультраосновных пород и отмечаются некоторые особенности метаморфизма.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ

При анализе размещения гипербазитовых поясов в тектонических структурах Алтае-Саянской складчатой области отчетливо видна их приуроченность к наиболее древним структурам, сформированным салаирской, отчасти байкальской складчатостью в Кузнецком Алатау и каледонской — в геосинклинальной складчатой зоне Салаирского кряжа. В структурах варисского цикла тектогенеза гипербазиты редки. Единичные тела их вскрыты бурением или предполагаются по геофизическим данным под рыхлыми отложениями в Томь-Колыванской складчатой зоне, в краевом прогибе Кузбасса и в Минусинской котловине.

Кузнецкий Алатау представляет собой сильно расчлененный горный массив, вытянутый в субмеридиональном направлении. С востока и запада он ограничен двумя впадинами — Кузнецкой и Минусинской, на севере погружается под мощные наносы Западно-Сибирской низменности, а на юге сливается с Западным Саяном и Горным Алтаем.

Кузнецкий Алатау является одной из древних структур Алтае-Саянской области со сложным геологическим и складчато-глыбовым тектоническим строением. Это — область срединных масс с унаследованным типом структур или зон ранней консолидации (Моссаковский, 1961; Скобелев, 1963; Кортусов, 1967).

Основные геоструктурные единицы Кузнецкого Алатау по Ю. Д. Скобелеву и М. А. Чурилину представлены: 1) срединными массивами с краевыми выступами докембрийского фундамента, 2) краевыми и внутренними подвижными зонами, разобщающими и рассекающими эти массивы, и 3) наложенными структурами типа грабен-синклиналей, выполненными породами верхнего кембрия — ордовика, а также типа грабенообразных и флексурных прогибов и впадин, в которых размещаются отложения девона, карбона, перми и триаса.

«Срединный массив (по Скобелеву, 1963) в конкретной обстановке Кузнецкого Алатау представляет собой геоструктурную

Таблица 1

Основные параметры и общая характеристика важнейших гипербазитовых зон Кузнецко-Алатауского и Салаирского поясов

Номер на рис. 1	Название зоны пояса или базит-гипербазитовой ассоциации	Общая площадь ультраосновных пород, км²	Количество отдельных тел	Петрографический состав гипербазитовых массивов	Сопутствующие гипербазитам породы, входящие в состав кольцевых базит-гипербазитовых ассоциаций	Полезные ископаемые, пространственно или генетически связанные с гипербазитами	Вмещающие породы
1	2	3	4	5	6	7	8
				Кузнецко-Алатауский пояс			
12	Бекетско-Кайгадатская	2	15	Дуниты, перидотиты, пироксениты, серпентиниты	Не выяснены	Асбест	Мраморы, амфиболиты, амфиболовые гнейсы, сланцы, гнейсовидные габбро, габбро-амфиболиты (PR)
13	Кожух-Пезасская	5	9	Серпентиниты апоперидотитовые, апопироксенитовые, лиственниты, тальк-карбонатные породы, древняя кора выветривания, брекчии существенно ультраосновного состава	Не выяснены	Хромиты в свалах, гидросиликатный никель, магнезиты (кристаллические), сульфиды. В шлихах — золото, платина, осмистый иридий	Карбонатно-кремнистые породы енисейской (PR—$Є_1$) и усинской свит, туфопорфиритовые, амфиболитовые породы (PR), угленосные отложения карбона, перми
14	Кундустуюл-Семеновская	5	40	Пироксениты, серпентиниты апоперидотитовые, апопироксенитовые верлиты, лерцолиты. Кварц-карбонат-тальковые породы, лиственниты, тремолитовые, хлоритовые и тальковые породы, древняя кора выветривания	Роговообманковые, пироксеновые, хлоритизированные, цоизитизированные, кварцсодержащие диориты, диорит-диабазы, участками переходящие в габбро и пироксениты. Жилы катаклазированного плагиогранита, альбититы	Рудопроявления железистых низкохромистых и обломки высокосортных хромитовых руд. Сульфиды: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит.	Эффузивно-осадочная (кондомская) толща ($Є_1$), карбонатная енисейская (PR) свита с запада и карбонатно-сланцевая усинская с востока

15	Центрально-Алатауские базит-гипербазитовые ассоциации горы Медвежьей и гор Чемодан — Становой Хребет	150	33	Дуниты гарцбургиты, верлит-дунит-клинопироксенитовый комплекс, пироксениты, оливиновые пироксениты, серпентиниты, асбестизированные серпентиниты, талькиты, листвениты, тальк-кварц-карбонатные породы, древняя кора выветривания развитая по зонам нарушений, брекчии существенно ультраосновного состава	Полосчатые уралит-клиноцоизитовые габбро, габбро-диориты, габбро-пироксениты, роговообманковые габбро, участками пегматоидные, горнблендиты, габбро-диабазы, порфириты и их туфы, гранодиориты, граниты роговообманковые и биотитовые, плагиограниты, гнейсоплагиограниты, кварцевые порфиры, олигоклаз-порфиры, фельзит-порфиры, кератофиты	Хромитовые рудопроявления, крупные линзы и жилы талька, асбест, магнезиты. Местами скопления пирротина, медно-никелевые проявления, магнетит-апатитовые руды, золото в лиственитах и в россыпях	Мраморы, амфиболиты, амфиболитовые сланцы (PR), эффузивно-осадочные породы кондомской свиты, средне-кембрийские толщи, красноцветный девон (D_{1-2})
19	Муртинская	2	8	Перидотиты, серпентиниты	Гранодиориты, диориты и габбро нерасчлененные, горнблендиты, кварцевые диориты, авгитовые диориты, диориты	Шлиры хромитов	Известняки, графитистые сланцы, песчаники, конгломераты, порфириты (PR—C_1)
20	Усинско-Саланская	До20	12	Перидотиты, дуниты, полосчатый комплекс, серпентиниты, пироксениты, перидотиты типа верлитов, хлоритовые, тальк-хлоритовые, родингитовые, тремолитовые, кварц-карбонатные породы	Диориты, гнейсовидные, габбро-диориты, амфиболиты, полосчатые габбро-амфиболиты, габбро-пироксениты, габбро, гранодиориты, граносиениты, граниты, дайки кварцевых порфиров, инъекционно-метасоматические образования актинолитизированных пироксенитов, горнблендитов, полосчатых габбро-амфиболитов и габбро-пегматитов	Аллювиальные обломки хромитовых руд, прожилки асбеста, платина в шлихах	Амфиболовые графитистые сланцы, гнейсы, кварциты, габбро-амфиболиты, горнблендиты (PR)

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8
21	Викторьевско-Ортонская	10	4	Аподунитовые, апогарцбургитовые серпентиниты, карбонатизированные серпентиниты, хлоритовые породы	Не выяснены	Рассеянная сульфидно-никелевая вкрапленность; в шлихах — платина и осмистый иридий	Эффузивы от основных до средних, туфы, туфобрекчии, туфопесчаники, конгломераты, сланцы, хлорит-серицит-актинолит-эпидотовые сланцы ($Є_1$—PR)
22	Сеглебирская	3	1	Серпентиниты, тальк-карбонат-серпентинитовые породы, пироксениты	Габбро уралитизированное и соссюритизированное, пироксениты, плагиоклазовые порфириты, их туфы, туффиты, метаморфические сланцы, альбитофиры и их туфы	Бедная вкрапленность сульфидов никеля, в шлихах — осмистый иридий	То же
				Салаирский пояс			
9	Егорьевская и Восточно-Салаирская предполагаемые зоны	—	—	Зона предполагается по геологическим данным: магнитные аномалии, сходные по характеристике с аномалиями, сопровождающими гипербазитовые массивы, хромит в шлихах	Не выяснены	Хромит в шлихах — до 1 кг/м³	Не выяснены
3	Тогул-Сунгайская и Комсомольская	25	60	Серпентиниты, перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты), дуниты, пироксениты, полосчатый комплекс, габбро-диориты, лиственниты, тальковые, асбест-серпентинитовые, тальк-хлоритовые и кварц-карбонат-тальковые породы, древняя кора выветривания	Амфиболизированные пироксениты, габбро, плагиоапиты, порфириты, габбро-диабазы	Мелкие месторождения и рудопроявления хромита, гидросиликатного никеля, кобальта, талька, асбеста. Сульфидные руды. В шлихах — золото, платина, осмистый иридий	Метаморфизованные глинистые сланцы, известняки, кварциты, песчаники (PR — $Є_1$) — с востока, эффузивы, брекчии — с запада. Успенский массив этой группы контактирует еще с породами карбона

4	Глазырихинская	2	3	Дуниты, перидотиты, серпентиниты, древняя кора выветривания	Габбро	Мелкие рудопроявления хромита, никеленосные охры в коре выветривания	То же
5	Александровско-Уксунайская	15	14	Гипербазиты серпентиниты, пироксениты, талькиты, древняя кора выветривания	Не изучены	Аллювиально-делювиальные обломки хромитовых руд, гидросиликатный никель в коре выветривания, аморфные магнезиты	Зеленокаменные плагиоклазовые и авгитовые порфириты ($Є_1$)
6	Озерсковско-Баюновская	50(?)	?	Гипербазиты, серпентиниты	Габбро	Не известны	Не выяснены
7	Мартыново-Шаланская	60	8	Серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, серпентиниты, пироксениты, тальковые, магнезитовые, тальк-хлоритовые, тальк-карбонатные, тремолитовые, актинолитовые сланцы, кварциты, древняя кора выветривания, брекчии существенно ультраосновного состава	Габбро, диориты, горнблендиты, плагиограниты, диабазы, порфириты, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты. Внутри кольцевой структуры залегает толща неясного литологического состава, генезиса и возраста	Рудопроявления хромита, месторождения гидросиликатного никеля, аморфного магнезита, асбеста, талька, природно-лигированных никелем и кобальтом железных руд	Зеленокаменные эффузивы, спилиты, туфы, метаморфические сланцы, песчаники, мраморизованные известняки, кварциты, конгломераты ($PR—Є_1$)
10	Южно-Салаирская	4	8	Серпентиниты, кора выветривания	Не изучены	Никеленосная кора выветривания	Нерасчлененные отложения ($Є_{1-2}$)
10	Бехтемир-Ощепковская	15	7	Серпентиниты	Не изучены	По данным металлометрического опробования отмечаются повышенные содержания хрома, никеля, кобальта	То же, что у Мартыново-Шаланской группы
11	Россошинско-Марушинская	2(?)	2	Серпентиниты	Не изучены		Не выяснены

единицу платформенного типа, имеющую двухъярусное строение в вертикальном разрезе. Нижний ярус — жесткий консолидированный фундамент, сложен метаморфическими толщами и магматическими комплексами докембрия. Верхний структурный ярус сложен в основном относительно слабо дислоцированными и метаморфизованными карбонатными и карбонатно-терригенными толщами верхнего протерозоя и нижнего кембрия и в верхах эффузивно-осадочными толщами среднего кембрия».

Полосы, т. е. участки между срединными массивами, характеризующиеся узкими линейно-вытянутыми складками и частым появлением в них мелких грабен-синклинальных структур, названы подвижными зонами. В их составе первый структурный ярус как жесткий консолидированный участок отсутствует; он, по-видимому, как таковой перестал существовать в результате заложения и последующего неоднократного подновления системы относительно сближенных дизъюнктивов. Второй структурный этаж формировался, скорее всего, в условиях, тождественных геосинклинальным складчатым областям. В пределах этих зон особенно интенсивно проявились вулканические процессы с образованием лав и пирокластов основного и среднего состава, в том числе диабазов и спилитов.

Системой поперечных разломов Кузнецкий Алатау разделен на три части (Мартайгинскую, Центрально-Алатаускую и Шорскую), существенно различающиеся друг от друга геологической историей развития, отразившейся в их структурах. Они различаются, в частности, по степени и времени проявления инверсии в крупных древних прогибах, по интенсивности, периодам фаз внедрения и составу продуктов магматической деятельности, мощности и типу слагающих их осадочных формаций.

Гипербазиты широко проявились в Центрально-Алатауской приподнятой части, где обнажены верхнепротерозойские, наиболее метаморфизованные эффузивно-осадочные образования, к которым гипербазиты и приурочены. В Мартайгинской и Шорской частях, где широко развиты среднекембрийские и девонские образования, гипербазитов меньше, но они также тяготеют к наиболее метаморфизованным древним породам (Коновалова, 1968). Весьма характерно, что в этих фланговых частях Кузнецкого Алатау гипербазиты представлены мелкими телами, породы которых по сравнению с центрально-алатаускими более метаморфизованы. Среди них почти не содержится неизмененных дунитов и перидотитов, но широко развиты свежие габброиды и диопсид-оливиновые полосчатые породы, являющиеся, по нашему мнению, продуктами метасоматоза, перекристаллизации или регенерации серпентинитов.

В отличие от Кузнецко-Алатауской области срединных массивов складчатая геосинклинальная зона Салаира характеризуется линейными структурами, хорошо сохраняющимися в течение всего ее развития. Это, по-видимому, связано с размещением ее между двумя жесткими участками и примерно параллельным расположением границ последних. Салаирская складчатая зона претерпела также сложное развитие со сменой эпох погружения и поднятия. В пределах Салаира выделяются срединные массивы, антиклинорные складчатые зоны, синклинорные унаследованные и наложенные прогибы и внутрисинклинальные подвижные зоны типа миогеосинклиналей.

Гипербазиты приурочены к центральной антиклинорной части Салаира, сложенной наиболее древними для этого региона и наиболее метаморфизованными протерозойско-нижнекембрийскими эффузивно-осадочными образованиями. Несмотря на линейный характер структур, гипербазиты не являются узко линейно-локализованными, а расположены кольцевыми (эллиптическими), дугообразными, кулисообразными зонами массивов.

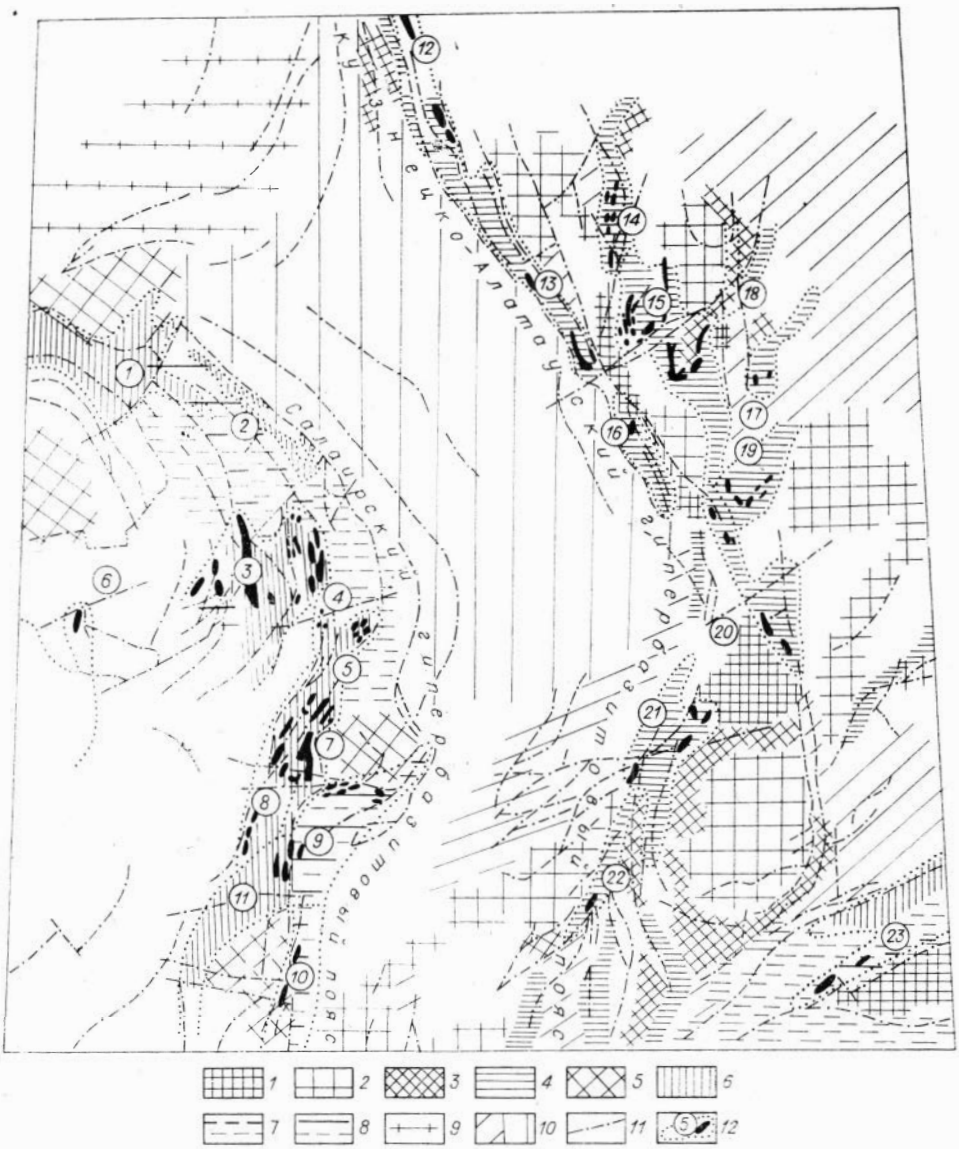


Рис. 1. Геотектоническое размещение гипербазитов Кузнецкого Алатау и Салаира. Составила О. Г. Коновалова с учетом данных В. А. Кузнецова, Г. В. Пинуса, М. А. Чурилина, Ю. Д. Скобелева.

Структуры древних областей складчатости, салаирид: 1 — выступы докембрийского фундамента, 2 — древние ядра (или срединные массивы) салаирид, 3 — краевые зоны древних ядер, 4 — подвижные зоны типа эвгеосинклиналей и зоны глубинных разломов. *Структуры каледонских областей складчатости:* 5 — древние ядра каледонид, 6 — геоантиклинорные линейные поднятия, 7 — геосинклинорные прогибы, 8 — подвижные зоны смятия в структурах каледонид (типа многогеосинклиналей). *Структуры герцинских областей складчатости:* 9 — линейные складчатые зоны, 10 — наложенные прогибы, 11 — наиболее ярко проявившиеся разломы. 12 — зоны, массивы гипербазитов. *Салаирский гипербазитовый пояс* (цифры на схеме): 1 — Кинтерепско-Егорьевская, 2 — Восточно-Салаирская, 3 — Тогул-Сунгайская; 4 — Глазырихинская, 5 — Александровско-Уксунайская, 6 — Озерковско-Баюновская, 7 — Мартыново-Шалапская, 8 — Марушинско-Камышенская, 9 — Южно-Салаирская, 10 — Ощепковско-Бехтемирская, 11 — Россошинско-Марушинская. *Кузнецко-Алатауский гипербазитовый пояс:* 12 — Бекетско-Кайгадатская, 13 — Кожух-Пезасская, 14 — Кундустуюл-Семеновская, 15 — Центрально-Алатауская, 16 — Терсинская, 17 — Саралинская, 18 — Урюпинская, 19 — Муртинская, 20 — Усинско-Саланская, 21 — Викторьевско-Ортонская, 22 — Сеглебирская, 23 — Абаканская.

Рис. 2. Расположение гипербазитовых массивов в центральной части Кузнецкого Алатау.

Осадочно-вулканогенные толщи (PZ—T): *1* — осадочно-вулканогенные отложения Кузбасса (D_{1-2}); *2* — андезитовые, лабрадоровые, пироксеновые, миндалекаменные порфириты, лавобрекчии кварцевых альбитофиров, туфы, туфотесчаники, туфоконгломераты ($Є_1$) *3* — мраморы, известняки с археоциатами, прослои углисто-кремнистых сланцев, железисто-карбонатных пород, песчаники, эффузивы, туфы, туфоконгломераты, конгломераты, кварциты, хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы. В верхах — песчано-глинистые полосчатые плитчатые сланцы с линзами туфоконгломератов, с обломками известняков, эффузивов, микрокварцитов, диоритов. $PR_3 - Є_1$: *4* — метаморфические сланцы по эффузивам, туфам, глинистым сланцам серицит-хлорит-эпидот-актинолит-плагиоклаз-кварцевого состава. Линзы, блоки мергелистых битуминозных известняков, углисто-кремнистых сланцев, кварцитов. В верхах — алевролиты, песчаники, мелкообломоч-

Гипербазитовые массивы Салаира, пережившего по сравнению с Кузнецко-Алатаускими более длительную историю геосинклинального развития, значительно более метаморфизованы.

В Кузнецком Алатау и на Салаире известно около 300 дунит-гарцбургитовых массивов линзовидной и дугообразной формы, встречающихся одиночно и в виде дугообразных и эллиптических зон, объединяемых в Кузнецко-Алатауский и Салаирский пояса.

Подобное объединение условно, потому что гипербазитовые массивы между собой в структурном и пространственном отношении слишком разобщены и располагаются в пределах пояса в 50—200 км друг от друга, а в пределах зоны — в 2—50 км.

Основные параметры и общая характеристика зон гипербазитовых массивов по поясам приведены в табл. 1, а их пространственное размещение — на рис. 1. Суммарная площадь ультраосновных массивов, дунит-гарцбургитового состава в Кузнецко-Алатауском поясе равна около 200 км² и в Салаирском — 170 км², наиболее крупные из них имеют площадь 20—50 км², большинство же — до 1—2 км².

КУЗНЕЦКО-АЛАТАУСКИЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС

Пояс прослеживается от северных отрогов Кузнецкого Алатау (Бекетский массив) до Тельбесско-Кондомского района (Сеглебирский массив). Протяженность пояса около 500 км. Выделяются две ветви пояса — западная, проходящая на границе Кузнецкого Алатау с Кузбассом, и восточная, расположенная в осевой части Кузнецкого Алатау и прослеживающаяся от пос. Берикуль (на севере) до р. Мунжи (на юге). В поясе насчитывается более 120 массивов, в том числе: 5 крупных (от 20 до 50 км²), 10 мелких (2—5 км²) и 107 еще более мелких массивов и выходов гипербазитов, объединяющихся в Бекетско-Кайгадатскую, Кожух-Пезасскую, Кундустуюл-Семеновскую, Центрально-Алатаускую, Усинско-Саланскую, Викторьевско-Ортонскую и Сеглебирскую зоны.

Подавляющее большинство гипербазитовых массивов пояса представлено небольшими линзовидными телами, располагающимися обычно в протерозойской, реже в нижнекембрийской эффузивно-осадочной и других более молодых толщах.

Среди пород, слагающих массивы Кузнецкого Алатау, наиболее широко распространены серпентиниты, гарцбургиты, меньше — дуниты, полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс и пироксениты.

ный конгломерат. PR: *5* — кальцифиры, мраморизованные и битуминозные известняки с прослоями кварц-серицит-хлоритовых, углистых, кварц-альбит-актинолитовых и тремолитовых сланцев. Горизонты эффузивов, туфов, брекчированных фосфатизированных доломитизированных известняков. Ниже кварц-плагиоклазовые гнейсы, метаморфизованные эффузивы, парасланцы и плагиоклазовые ортогнейсы.

Магматические комплексы и группы PZ: *6* — нефелиновые и щелочные сиениты, тералиты, ийолиты, уртиты; *7* — граниты, плагиограниты, граносиениты, сиениты, диориты, монцониты; *8* — габбро-дунит-пироксеновый комплекс; *9* — гранитоиды, габброиды, гранитогнейсы; *10* — габбро-плагиограниты; *11* — породы габбро-диорит-диабазового состава, брекчии, туфобрекчии, туфоалевролиты, пестроцветные туфопесчаники, линзы, блоки углисто-кремнистых сланцев, известковистых пород; *12* — гипербазиты (дунит-гарцбургитовая формация); *13* — апогипербазитовые габброиды: уралит-клиноцоизитовые, оливиновые, роговообманковые, пегматоидные габбро, габбро-амфиболиты, горнблендиты (?), плагиоклаз-роговообманковые пироксеновые гнейсы, рассланцованные, преимущественно амфиболовые, слюдистые, кварц-амфиболовые, альбит-роговообманковые, хлорит-эпидот-роговообманковые породы, линзы, блоки гипербазитов, глинисто-кремнистых, углистых сланцев: *14* — брекчии взрыва существенно ультраосновного состава.

Полезные ископаемые, связанные с гипербазитами. Месторождения: *15* — магнезит-брейнерита; *16* — никеля; *17* — хромита. Рудопроявления: *18* — хромита; *19* — хризотил-асбеста; *20* — магнезит-брейнерита; *21* — талька; *22* — никеля; *23* — медноколчеданное оруденение; *24* — платины; *25* — ртути; *26* — золота.

Прочие обозначения. *27* — тектонические нарушения, разломы, тектонические контакты; *28* — зоны смятия; *29* — зонально-кольцевые базит-гипербазитовые ассоциации: I — гор Чемодан, Становой Хребет, II — горы Медвежьей, III — Кожух-Пезасская, IV — Кундустуюл-Семеновская.

В массивах Бархатном, Становой Хребет, Чемодан закартированы поля дунитов площадью от 1 до 3 км², площади полосчатого комплекса до 5 км². Пироксениты слагают здесь обычно небольшие линзы. Из метаморфических ультраосновных пород в Кузнецко-Алатауском поясе широким развитием пользуются листвениты, талькиты и тальково-карбонатные образования. Например, мощная (200 м) оторочка лиственитов окаймляет всю северную часть массива горы Бархатной, они составляют не менее 50% площади Прокопьевского массива. Значительный участок талькитов отмечается в южной оконечности Северного массива.

Ниже приводим описание наиболее изученных массивов и зон. Краткие сведения по другим, не описанным в тексте массивам даны в табл. 1.

ЦЕНТРАЛЬНО-АЛАТАУСКАЯ ЗОНА ГИПЕРБАЗИТОВ

Зона приурочена к осевой части Кузнецкого Алатау к так называемой Центрально-Алатауской жесткой глыбе, которая на геологических и тектонических картах выделяется как переработанный каледонским тектонизмом выступ допалеозойских пород, рассматриваемый различными исследователями в качестве срединного массива или зоны ранней консолидации.

В этой, весьма тектонически напряженной части Кузнецкого Алатау наряду с гипербазитами исключительно широко распространены габброиды, продукты экструзивного вулканизма основного и среднего состава, несколько менее развиты гранитоиды (рис. 2). Здесь же, но уже в пределах Кузбасса, на продолжении широтного разлома проявляются траппы (устьевая часть р. Нижняя Терсь). Интрузивные породы Центрально-Алатауской зоны слагают около 70% всей ее площади. По насыщенности этими образованиями (гипербазиты, габброиды, основные и средние эффузивы) другого равного этому району в пределах Западной Сибири нет.

Все это ставит Центрально-Алатаускую зону в число перспективных районов на хром и другие полезные ископаемые, такие, как сульфидный никель, магнезиты, ртуть и др., прямо или косвенно связанные с гипербазитами.

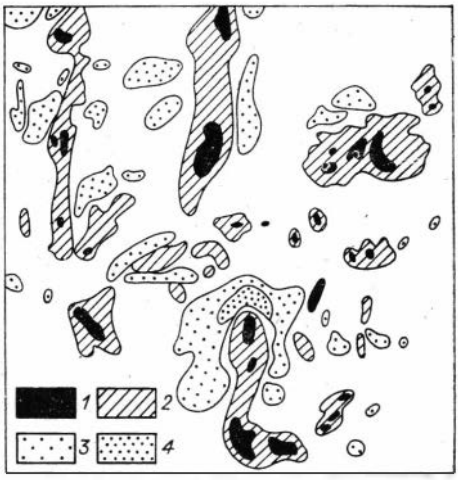


Рис. 3. Магнитное поле ΔT_a района гипербазитовых массивов в центральной части Кузнецкого Алатау. По В. И. Куприну.

Магнитные аномалии со значениями поля ΔT_a: *1* — (+)3000 — (+)500γ; *2* — (+)500—0; *3* — (—)500—0; *4* — (—)1000—(—)500γ.

Центрально-Алатауская зона сосредоточивает все основные крупные гипербазитовые массивы Кузнецко-Алатауского пояса, группирующиеся в зональные кольцевые базит-гипербазитовые ассоциации. Наиболее ярко зонально-кольцевой характер строения проявился в двух ассоциациях: гор Чемодан, Становой Хребет и горы Медвежьей (см. рис. 2), очень сходных между собой. Обе ассоциации имеют одинаковое дугообразное в плане и воронкообразное в разрезе зональное строение с крутым центриклинальным падением пород в краевых и пологим — в замковых частях дугообразных структур.

Дугообразные зоны, будучи

обращенными замкнутой частью к югу, а открытой — к северу, имеют одинаковую пространственную ориентировку.

Концентрически-зональное строение структур хорошо выявляется при геофизическом картировании (рис. 3) и подчеркивается кольцевыми тектоническими элементами, кольцевым строением вмещающих толщ и расположением гранитоидных тел вокруг кольцевой структуры горы Медвежьей (см. рис. 2). Их внутреннее строение и состав, как будет видно из последующего описания, также близки. Для базит-гипербазитовых ассоциаций характерна структурная и текстурная пестрота, многообразие петрографических разновидностей, специфика процессов и продуктов метаморфических и метасоматических преобразований.

Породы, вмещающие базит-гипербазитовые ассоциации Центрально-Алатауской зоны

Стратиграфическое расчленение вмещающих пород представляет значительные трудности, так как в большинстве случаев в них отсутствуют фаунистически охарактеризованные горизонты. Возрастная последовательность толщ основывается главным образом на интенсивности их метаморфизма и на аналогии с другими районами.

Осадочные породы, развитые по периферии базит-гипербазитовых ассоциаций Центрально-Алатауской зоны представлены протерозойскими метаморфическими сланцами разнообразного состава с горизонтами известняков и порфиритоидов. Сланцы в виде полос шириной около 3 км огибают кольцевые ассоциации. Простирание слоистости соответствует общему дугообразному строению полос сланцев. По составу сланцы разделены на две свиты: зеленых сланцев; черных сланцев и амфиболитов.

Первая представлена разнообразными хлоритовыми разностями. В составе свиты выделяются кварц-альбит (олигоклаз)-серицит-хлоритовые, альбит-хлоритовые, эпидот-хлоритовые, тремолит-хлоритовые, хлорит-актинолитовые, биотит-актинолит-кальцит-хлоритовые сланцы с прослоями известняков, известково-глинистых и кварц-полевошпат-серицитовых и кварц-альбит-эпидот-актинолитовых сланцев, а также порфироидов и порфиритоидов. В ней содержатся тела метаморфизованных диоритовых порфиритов. В переходной зоне ко второй свите развиты характерные биотит-актинолит-кальцит-хлоритовые сланцы, представляющие собой метаморфизованные туфы.

В составе второй свиты выделяются углисто-кремнистые сланцы и кварциты, кремнисто-серицитовые и кварц-полевошпат-углистые сланцы, а также маломощные прослои известняков. Вдоль северо-западных, частично северо-восточных контактов гипербазит-базитовых пород развиты кварц-альбит-роговообманковые гнейсы типа инъекционных, альбит-роговообманковые, альбит-мусковитовые сланцы, горнблендиты, амфиболиты. Последние имеют постепенные переходы к габбро-амфиболитам и габбро, за счет метаморфизма которых они и образовались.

Наиболее распространены во второй свите альбит-гранат-роговообманковые сланцы (амфиболиты), образовавшиеся по эффузивным и обломочным породам. Они обладают гранонематобластовой структурой, сланцеватой текстурой и состоят из роговой обманки, альбита, кварца, сфена, граната, магнетита. Сланцы содержат также обломки полевого шпата и труднодиагностируемых пород, обтекаемых метаморфической, главным образом актинолитовой, основной массой. Иногда эти обломки пород перекристаллизованы в неясно-зернистый агрегат альбита, с новообразованиями роговой обманки, неправильных зерен граната и сфена.

Среди вмещающих метаморфических сланцев в районе горы Медвежьей довольно широко развиты карбонатные породы — известняки, мраморы и доломиты с прослоями конгломерато-брекчий и метаморфических сланцев. В виде полосы мощностью 1—2 км они опоясывают кольцевую базит-гипербазитовую ассоциацию с запада, юга и востока и в виде дуги прослеживаются в ее внутренней части.

Геологическая характеристика базит-гипербазитовых ассоциаций

Горы Чемодан, Становой Хребет

Ассоциация базит-гипербазитовых пород рассматриваемых массивов занимает эллиптический участок в водораздельной центральной части Кузнецкого Алатау, в истоках рек Нижняя Терсь, Кия, притоков реки Средняя Терсь — Красной Речки и Ивановки.

В расположении ультраосновных и основных пород на данном участке наблюдается структурная зависимость и зонально-кольцевое строение. Они образуют вертикальный ряд и связаны между собой тесными парагенетическими отношениями. В ряду обособляются две главные зоны, подразделяющиеся в свою очередь на серию полос или горизонтов с уменьшением основности пород в направлении снизу вверх и с юго-запада на северо-восток.

В основании ряда расположена гипербазитовая зона. Она же является внешней зоной по отношению к кольцевой базит-гипербазитовой ассоциации. Выше размещается габбровая зона. Центральная часть ассоциации заполнена брекчированными туфо- и эффузивовидными породами. Названные зоны, слагающие их горизонты, полосчатость, гнейсовидность пород и линейные тела метасоматитов имеют одинаковую пространственную ориентировку с примерным параллелизмом их границ. В плане гипербазитовая и габбровая зоны имеют форму дуг, обращенных открытой стороной к северо-востоку, замкнутой — к юго-западу, а в разрезе — форму наклоненной воронки, образуя в целом воронкообразный неполно кольцевой зональный массив, имеющий южное склонение. Воронкообразное строение массива осложнено последующим магматизмом, разрывными и пликативными нарушениями.

Описываемая ассоциация, так же как и другие базит-гипербазитовые ассоциации Кузнецкого Алатау и Салаира, по своему зонально-кольцевому строению весьма напоминают магматические комплексы центрального типа, охарактеризованные Е. В. Свешниковой (1973).

Воронкообразный характер строения ассоциации отражается в рельефе местности, представляющей собой котловину, и картируется магнитометрическим способом.

Между породами рассматриваемой ассоциации существуют тектонометаморфические взаимоотношения. У контактов наблюдается интенсивное брекчирование, милонитизация, сеть трещин и разломов, иногда затушеванных процессами метаморфизма. Состав, структура и текстура пород свидетельствуют о том, что в них широко проявились процессы метаморфизма и биметасоматоза.

Отразив некоторые общие черты состава и строения базит-гипербазитовой ассоциации, перейдем к ее конкретной характеристике. Зона гипербазитов прослеживается на 40 км по периметру при изменяющейся ширине от 0,5 до 3 км (рис. 4).

По геофизическим данным (В. М. Тимошенко, А. Н. Платонов, Ю. Н. Бастоногов, В. Е. Бескончин, Ф. И. Рубаха, Я. В. Русанов и др), дугообразная в плане зона гипербазитовых массивов Чемодан, Становой Хребет в разрезе имеет лополитообразную пластовую форму при вертикальной мощности ультраосновных пород до 10100 м. Согласно ука-

занным авторам, гипербазиты залегают на волнистой поверхности метаморфических сланцев. По мнению других авторов, нижняя граница ультраосновных пород может опускаться до 2—4 км. Контакты, хорошо картируемые по данным геофизических исследований и по рельефу, падают под массив. В верхней части они крутые, но затем выполаживаются. Геологическим и геофизическим картированием установлено, что эта зона ультраосновных пород не является органически единым гипербазитовым телом, а состоит из тектонически разобщенных, разнородных по составу, строению и характеру метаморфизма линзообразных блоков, именуемых массивами гор Чемодан, Становой Хребет, Ивановским и Татарским. Так, блок горы Чемодан (7×3 км), занимающий северо-западную оконечность зоны, сложен в основном гарцбургитами и апогарцбургитовыми серпентинитами. Дуниты слагают узкую полосу в центре массива гарцбургитов. Массив Станового Хребта (8×1—3,5 км), расположенный в южной замковой части зоны, состоит главным образом из дунитов, а перидотиты занимают в нем подчиненное положение. Кроме того, в его краевых тектонически напряженных частях развиты оригинальные динамометаморфические оливин-антигоритовые породы. Ивановский массив (4×1 км), также лежащий на юге, характерен развитием черных углистых дунитов. Татарский массив прослеживается в виде узкой полосы в северо-восточной части зоны и по данным В. М. Тимошенко, А. Н. Платонова сложен аподунитовыми серпентинитами. Все эти разные по составу пород блоки отделены друг от друга тектоническими зонами с брекчиями. Зоны насыщены мелкими телами гранитоидов, габброидов, а также дайками и метасоматическими жилами. Массивы различаются также и по степени метаморфизма входящих в их состав пород. Южные массивы — Ивановский и Становой Хребет, характеризуются исключительной свежестью слагающих их дунитов. Метаморфизм гарцбургитов горы Чемодан проявился широко, но степень их изменения неглубока. В серпентинитах отчетливо заметны реликтовые структуры перидотита, а также сохраняются участки свежих неизмененных гарцбургитов.

Массивы гипербазитов имеют вид будин и несут следы пластической деформации, дробления на более мелкие линзы, смещенные относительно друг друга. Блоки сопровождаются серией мелких будинообразных тел и клиновидных отторженцев, расположенных как с внутренней, так и с внешней стороны блоков. Вся дугообразная зона разбита большим числом тангенциальных и радиальных трещин со следами перемещения пород.

Породы массивов, как правило, сильно раздроблены, дислоцированы вплоть до кристаллографической разупорядоченности (изотропизации) минералов и кливажирования оливина. Динамометаморфизм замковой части дугообразной гипербазитовой зоны вызвал образование гнейсовидных чешуйчатых оливин-антигоритовых пород. Контакты массивов носят ярко выраженный тектонический характер, сопровождаются мощными зонами смятия, рассланцевания, милонитизации как вмещающих пород, так и самих гипербазитов. В этих зонах развиты своеобразные брекчии существенно ультраосновного состава. Хорошая обнаженность с естественными разрезами по вертикали (до 800 м) позволяет видеть, что в приповерхностной части массивы гипербазитов густо (через 5—30 м) насыщены быстро выклинивающимися (на глубине 10—30 м) клиновидными, будинированными дайкообразными телами эффузивовидных брекчированных пород. В центре массива подобных будин нет, однако они появляются в их подошве и по тектоническим швам. Очевидно, будины образовались путем затекания расплавов или затирания пластических пород по краевым трещинам в твердые блоки гипербазитов.

В гипербазитовых массивах отсутствуют следы ассимиляции и гибридизма, а также признаки контактового воздействия на вмещающие

породы. Отмечаемая амфиболизация гипербазитов, сопровождаемая их отальковании, проявляется не только на контактах, но и внутри массивов и далеко за их пределами.

После вторжения в настоящую структуру гипербазиты блоков претерпели метасоматические и метаморфические изменения, развивающиеся уже по общему плану дугообразной структуры в целом. В результате вновь образованные метаморфические породы объединили первоначально разнородные тектонические блоки в единое дугообразное тело.

Во всех гипербазитовых массивах (блоках), слагающих зону, наблюдается единая последовательность чередования пород.

Осевые части зоны сложены гарцбургитами и дунитами. Первые преобладают в северном блоке (гора Чемодан), вторые — в южных (гора Становой Хребет и р. Ивановка). Гарцбурлиты размещаются обычно гипсометрически и стратиграфически выше дунитов, хотя иногда имеются исключения. В истоках кл. Хромитового, в устье ключей Маральего и Станового клиновидные тектонические блоки или будины перидотитов размещаются в дунитах в гипсометрически пониженных участках. Среди серпентинитов содержатся «ядра» гарцбургитов, например, западнее горы Чемодан и на горе Кедровой.

По внешней эндоконтактовой, тектонически напряженной части дугообразной зоны гипербазитов, характеризующейся крутым падением к ее центру, ультраосновные породы всех блоков (массивов) представлены антигоритовыми серпентинитами, местами крупночешуйчатого сложения. В замковой части зоны наряду с антигоритовыми серпентинитами выявлены параллельные дугообразному контакту лентообразные тела оливин-антигоритовых гнейсовидных пород и серпентинитовых сланцев с линзами перидотитов и дунитов (см. рис. 2, 4).

Во внутренних эндоконтактах и в приповерхностных частях зоны все массивы сложены полосчатым верлит-дунит-клинопироксенитовым комплексом, полосчатость которого строго огибает блоки гипербазитов с внутренней стороны кольцевой структуры. Простирание полос отвечает направлению контактов и согласному с ними рассланцеванию. Однако в северной оконечности массива полосчатость отмеченного выше комплекса ориентирована перпендикулярно контакту. Такую же ориентацию в этой части массива имеют и многочисленные дайки, обильно насыщающие полосчатый комплекс.

Приуроченность полосчатого комплекса к краевой, наиболее нарушенной части гипербазитовых массивов, согласное с рассланцеванием направление его полосчатости, характер строения и взаимоотношения комплекса с перидотитами свидетельствуют о немагматическом его происхождении. Подобные образования сопутствуют гипербазитам других регионов и многими исследователями рассматриваются как метасоматические (О. А. Воробьева, М. И. Юдин, В. Ф. Морковкина и др.).

Далее вверх и к центру дугообразной зоны полосчатый верлит-дунит-клинопироксенитовый комплекс постепенно сменяется полосчатыми габброидами. В области перехода габброиды переслаиваются с пироксенитами, дунитами, перидотитами, серпентинитами, сопровождаются брекчиями замещения, содержат реликты и ксеноблоки гипербазитов без ясно выраженного контакта между ними. Полосчатые габброиды слагают внутрикольцевой экзоконтакт и верхнюю часть гипербазитовой зоны. В структурном отношении габброиды и гипербазиты представляют собой единое целое.

Наиболее широко распространенные в зоне габброидов полосчатые уралит-клиноцоизитовые породы геологи обычно относят то к габбро, габбро-амфиболитам, то к диоритам. Вверх по разрезу зоны габброидов среди уралит-клиноцоизитовых пород в виде пятен и полос с нечеткими границами находятся (постепенно количество их возрастает) такситовые диопсид-роговообманковые, кварцевые, анортитовые, оливи-

новые и щелочные габбро, пегматитовидные габбро и горнблендиты.

Структурное положение, текстурные и петрографические особенности убеждают нас в том, что полосчатые и такситовые габброиды образовались метаморфическим путем по пластически деформированному раздробленному и диспергированному ультраосновному субстрату и отчасти, по-видимому, по брекчированным туфовидным и эффузивовидным породам, выполняющим центральную часть базит-гипербазитовой ассоциации. Породы центральной части ассоциаций, невыдержанные по текстуре и структуре брекчированные, схожие с траппами эффузивовидные образования основного и среднего состава. В текстурно-структурном отношении они настолько непостоянны, что в одном и том же обнажении по составу соответствуют среднезернистому габбро, порфириту и диабазу. В целом их чаще относят к габбро-диабазам либо к габбро-порфиритам. В тесной ассоциации с ними широко развиты породы, напоминающие туфобрекчии, туфопесчаники, туфосланцы, пепловые слоистые образования, жилоподобные тела брекчий взрыва. В них очень редко и на небольших участках (первые метры) можно увидеть определенную ориентированность структур или минералов, чаще всего они имеют атакситовую, пятнистую, брекчиевую текстуры. Минеральный состав их разнообразен: некоторые участки близки к пироксенитам (устье кл. Прожилкового), другие же участки существенно плагиоклазовые, но бо́льшей частью это породы среднего состава. Форма тел отдельных разновидностей неправильная, гнездовая, штокообразная, но преобладают дайкообразные тела, располагающиеся субпараллельно или веерообразно. Образования центральной части ассоциаций отдаленно напоминают известный нам классический меланж.

Все члены базит-гипербазитовой ассоциации, начиная с ультраосновных и кончая эффузивно-туфовыми, рассечены тангенциальными прямолинейными и радиальными трещинами, заполненными жильными магматическими брекчированными образованиями от основного до кислого состава, плагиоклазитами, щелочными гранофирами, долеритами, лампрофирами.

Среди пород ассоциации содержатся многочисленные, пространственно приуроченные к ней мелкие (десятки и сотни метров), изометричные гипабиссальные магматические (напоминающие жерловые) тела пироксенитов, габбро, гранитов.

Итак, для строения базит-гипербазитовой ассоциации гор. Чемодан — Становой Хребет в целом характерно исключительное многообразие слагающих ее пород. По составу это ультраосновные, габброидные, гранитоидные, диоритовые и, в небольшом объеме, щелочные породы. По генезису в ней сочетаются гипабиссальные, жильные, палеотипные и кайнотипные эффузивные породы. Из сопоставления магматических пород этого комплекса с аналогичными породами других частей Кузнецкого Алатау, где определен их возраст, вытекает, что в его составе участвуют габброиды и гранитоиды палеозойского возраста (Довгаль, 1968), а также кайнотипные жильные породы (лампрофиры, долериты), относимые некоторыми исследователями (Ю. А. Кузнецов, 1964; Богацкий, 1960; Лучицкий, 1957; Гапеева, 1960, 1963) к молодым альпийским магматическим образованиям.

Среди пород базит-гипербазитовой ассоциации гор. Чемодан, Становой Хребет выявлены рудопроявления хрома, довольно крупные зоны хризотил-асбеста, отмечено медноколчеданное оруденение, а также золото в шлихах.

Гора Медвежья

В рассматриваемой ассоциации кольцевая форма структуры определяется расположением по ее периферии массивов ультраосновных пород гор Бархатной, Северной, Зеленой, Заячьей, в центральной ее

части — габброидов и эффузивно-брекчиевых пород, а в осевой — пироксенитов (гора Медвежья). Терригенно-карбонатные породы, оставшиеся в виде реликтов от вытесненного и замещенного осадочного субстрата и подчеркивающие кольцевую структуру, узкой лентой окаймляют с востока тело габброидов (см. рис. 2), расположенное в ее центральной части, где отмечаются также мелкие тела граносиенитов, габбро-плагиогранитов и щелочных габброидов.

Между центральным телом габброидов и гипербазитовыми массивами развиты полосчатые уралит-клиноцоизитовые габбро, габбро-амфиболиты, аналогичные таковым структуры гор Чемодан, Становой Хребет.

С юга, востока и запада базит-гипербазитовая ассоциация окружена серией крупных и мелких тел гранитоидов, образующих вокруг нее своего рода прерывистое кольцо. В морфологическом облике структуры важную роль сыграли разломы — кольцевые и радиальные. Кольцевые разломы образуют систему субпараллельных разрывов, ограничивающих дуговые зоны изоконцентрического центрального плана. К внешней зоне приурочены гипербазитовые тела, к внутренней — габброиды, эффузивовидные брекчиевые породы и пироксениты. Северный контур кольцевой структуры горы Медвежьей затушеван более поздними тектоническими подвижками с образованием грабеноподобных блоков из пород девонского, кембрийского и докембрийского возраста. Однако несмотря на это, геоморфологически она имеет отчетливую чашеобразную форму: ее центральные части относительно понижены (район рек Малый и Большой Растай), а по краям полукругом выступают горы Зеленая, Северная, Заячья, Бархатная, сложенные гипербазитами.

Входящие в состав гипербазитовой зоны ультраосновные массивы пространственно разобщены, поэтому описание двух из них приведем раздельно. В целом массивы зоны характеризуются общностью черт и отличаются от массивов Становой зоны более интенсивным аллометаморфизмом, по-видимому обусловленным здесь более широким развитием последующих гранитоидных и габброидных интрузий. Породы массивов претерпели интенсивную лиственитизацию, амфиболизацию, отальковане, карбонатизацию и другие изменения, а на участках, примыкающих к интрузиям,— перекристаллизацию. В гипербазитах горы Медвежьей отмечается сильный динамометаморфизм. Массивы раздроблены на серию мелких кулисообразных блоков и сопровождаются многочисленными отторженцами. От южной оконечности массивов Бархатного и Северного до массива Заячьего прослеживаются дугообразные полосы типичного меланжа, представленного серпентинитовой «мукой», содержащей округлые мелкие желваки, крупные ядра и линзы сохранившихся от перетирания вмещающих пород и серпентинитов. Отдельные петрографические разновидности пород в массивах слагают небольшие пространственно разобщенные участки. Эта мозаичность их вещественного состава отражается на магнитных планах, на которых многочисленные разрозненные мелкие положительные аномалии перемежаются с отрицательными. В общем, массивы гипербазитов горы Медвежьей имеют такой же состав, как и массивы гор Чемодан, Становой Хребет, отличаясь лишь присутствием перидотитов с пойкилитовой структурой, обилием брекчиевидных дунитов и форстерититов с оливином длиннопризматического габитуса. Для них характерно также широкое распространение серпентина, образующего крупные (4×1 мм) идиоморфные пластинки с зазубренными или метельчатыми концами, равномерно распределенного по всей массе дунитов и гарцбургитов, независимо от структуры и расположения других минералов.

Из полезных ископаемых с базит-гипербазитами кольцевой структуры горы Медвежьей связаны Северное месторождение медно-никелевых руд, хромитовые, хризотил-асбестовые, медноколчеданные, место-

рождения магнезит-брейнерита и талька. В связи со щелочными и кислыми интрузивными телами, пространственно ассоциирующими с гипербазитами, разведывался молибден. В останцах осадочных карбонатных пород обнаружены проявления и месторождения марганцевых, железо-марганцевых руд, фосфоритов.

Гипербазитовый массив горы Бархатной площадью около 50 км² расположен в восточной части кольцевой ассоциации горы Медвежьей на водоразделе рек Кия, Большой Растай и Нижняя Терсь. Длина его составляет 22 км при средней ширине 2,5 км.

Массив горы Бархатной, вытянутый в меридиональном направлении приурочен к границе литологически различных толщ. На востоке он имеет крутой тектонический контакт с карбонатными породами эффузивно-осадочной толщи, условно относимой к кембро-протерозою. Вдоль западного контакта массива прослеживаются пироксениты, пятнистые неравномерно-зернистые актинолитовые габброиды, габбро-диабазы и габбро-пироксениты. По данным магнитной съемки, западный контакт более пологий, чем восточный, с падением под габброиды к центру кольцевой структуры. В северо-западной части к массиву примыкает по тектоническому контакту красноцветный пирокластический девон. Там же массив прорван субширотным телом щелочных габброидов средне-верхнедевонского возраста.

Гипербазитовый массив горы Бархатной характеризуется еще более сильной по сравнению с массивами гор Чемодан, Становой Хребет брекчированностью и рассланцованностью всех пород, особенно в приконтактовых верхних частях. Весь массив разбит на смещенные относительно друг друга блоки-кулисы нарушениями северо-западного простирания (рис. 5). Для пород массива характерна перекристаллизация.

Из-за плохой обнаженности выявление размещения петрографических разновидностей в массиве и деталей его внутреннего строения затруднено, поэтому была использована магнитная съемка (рис. 6) в комплек-

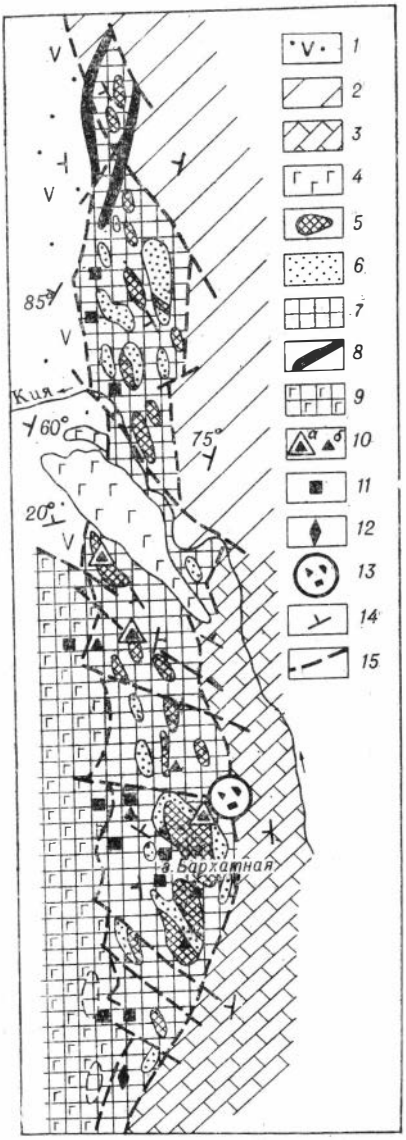
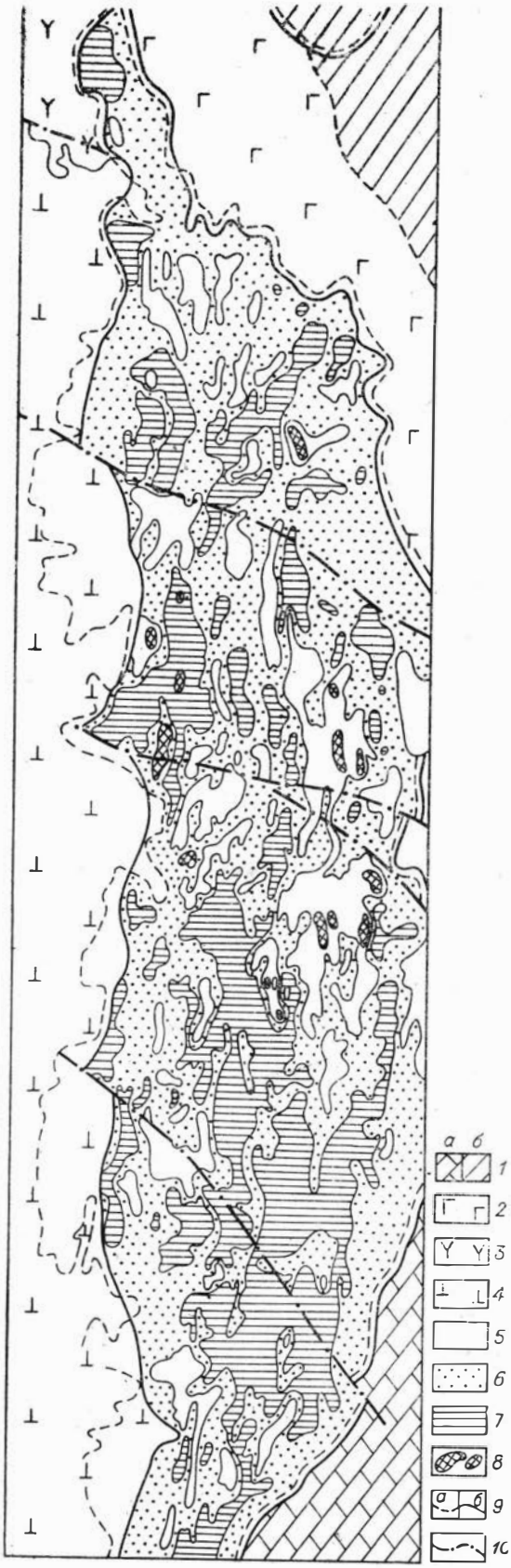


Рис. 5. Геологическое строение гипербазитового массива горы Бархатной. По А. М. Прусевичу, П. С. Панову и О. Г. Коноваловой.

D_{1-2}: *1* — красноцветные эффузивные и осадочные породы: PR: *2* — спилито-порфириты, их туфы кварц-хлорит-серицитовые, кварц-альбит-актинолитовые, тремолитовые, графитисто-кремнистые, глинистые сланцы, известняки, кварциты; *3* — кальцифиры, известняки, мраморы, доломиты, кварциты, кварц-хлорит-серицитовые сланцы; *4* — тералиты, эссекситы (D_{2-3}); *5* — дуниты и гарцбургиты нерасчлененные; *6* — гарцбургиты; *7* — серпентиниты; *8* — тальк- и кварц-брейнеритовые породы; *9* — апогипербазитовые габброиды; *10* — скопления хромита (*а* — в коренном залегании, *б* — в свалах); *11* — хризотил-асбест; *12* — талькиты; *13* — брекчии взрыва существенно ультраосновного состава; *14* — элементы залегания полосчатости; *15* — дизъюнктивные нарушения.



се с геологическим картированием и горными работами. В результате проведенных исследований выяснено блоковое мозаичное строение массива, подтверждающееся чередованием магнитных аномалий интенсивностью от 0 до 1000 γ, с аномальными участками в 2000—5000 γ и отрицательными полями. В составе массива преобладают серпентиниты, перидотиты, судя по сохранившимся реликтам—энстатитовые гарцбургиты. Дуниты слагают значительные площади в южной части массива, в средней части его, переслаиваясь с перидотитами, они образуют дунит-перидотитовый полосчатый комплекс, а в верхней в виде неправильных линз встречаются среди серпентинитов. Ориентировка полосчатости пород северо-западная, согласная с направлением тектонически ослабленных зон. В восточном, падающем под массив контакте наибольшим распространением пользуются антигоритовые серпентиниты, а к пологому, западному контакту с габброидами тяготеют жилы пироксенитов. Узкий северный конец массива с востока и запада окаймлен мощными зонами лиственитов.

Рис. 6. Геолого-геофизическая схема южной части гипербазитового массива горы Бархатной. По А. М. Прусевичу, Н. М. Бекбулатову и О. Г. Коноваловой.

PR: *1* — эффузивно-известняково-сланцевая толща с интенсивностью магнитного поля (ΔT_a) от 0 до +1000γ и ниже (*а* — существенно карбонатная, *б* — эффузивно-сланцевая). *D*: *2* — интрузия щелочных габброидов (−1000—0 γ); *3* — пирокластическая красноцветная толща (−300—(−)3000 γ), *4* — апогилербазитовые габброиды, габбро-диабазы, порфириты, туфы, брекчии (−1000 +1000 γ). Площади распространения по геофизическим данным: *5* — дуниты (● — 1000 γ), *6* — серпентиниты, перидотиты (—1000—(+)2000 γ); *7* — серпентиниты, перидотиты (+2000 γ и выше), *8* — участки с отрицательным магнитным полем (−2000—0 γ); *9* — границы массива (*а* — по магнитной съемке, *б* — по геологическому картированию); *10* — дизъюнктивные нарушения.

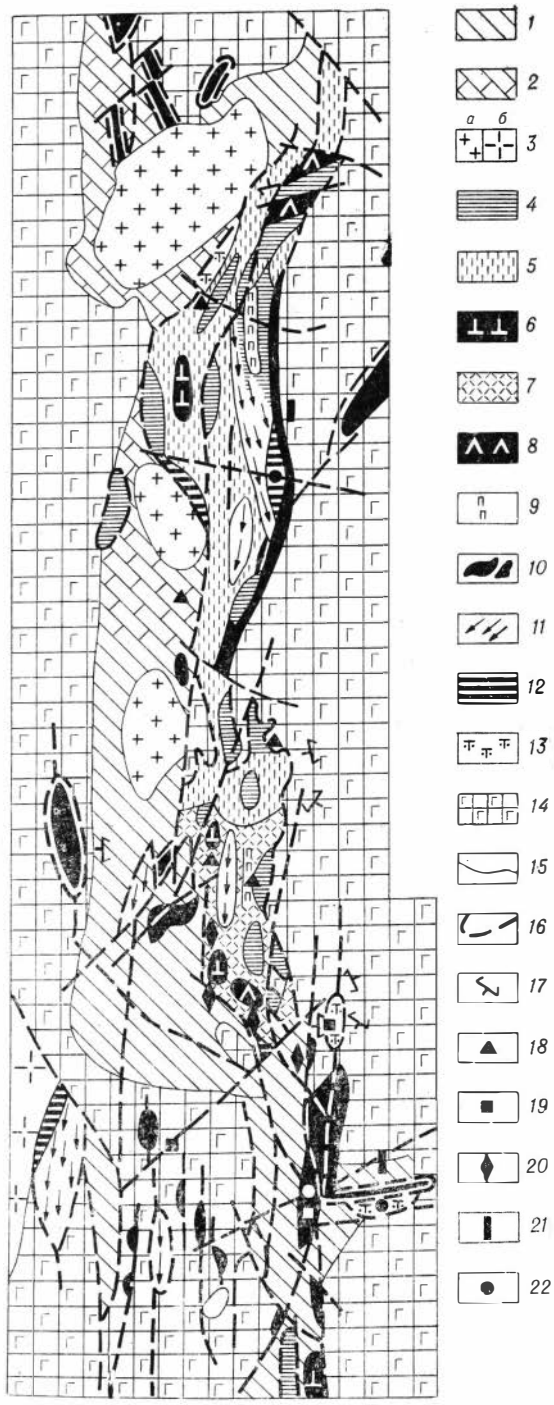


Рис. 7. Геологическое строение гипербазитовых массивов гор Зеленой и Северной. По П. И. Слынько, Г. С. Сергееву, А. М. Прусевичу, Е. А. Маргулис и О. Г. Коноваловой.

PR: *1* — кварц-графитистые, альбит-актинолитовые сланцы, кварциты; *2* — мраморизованные известняки, доломиты, кальцифиры с прослоями метаморфизованных осадочных и магматических пород; *3* — пространственно связанные с гипербазитами интрузии (*а* — граниты, гранодиориты, *б* — гранито-гнейсы). Ультраосновные породы: *4* — дуниты метасоматические, пегматоидные, перекристаллизованные; *5* — дуниты с реликтовой структурой перидотита: *6* — гарцбургиты; *7* — серпентинизированные перидотиты; *8* — лерцолиты; *9* — пироксениты; *10* — серпентиниты; *11* — оливин-антигоритовые гнейсовидные породы, кливажированные дуниты. Апогипербазитовые породы: *12* — листвениты; *13* — тальциты; *14* — уралит-соссюритовое габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты, габбро-диориты, диориты (?), габбро-пироксениты; *15* — предполагаемые границы пород; *16* — дизъюнктивные нарушения; *17* — кристаллизационная сланцеватость, ориентировка полосчатого комплекса. Полезные ископаемые: *18* — хромиты; *19* — никель; *20* — хризотил-асбест; *21* — магнезит; *22* — тальк.

Гипербазитовый массив гор Зеленой и Северной обнажается на водоразделе системы рек Кия и Тайдон в виде горного сооружения, меридионально вытянутого от слияния рек Малая и Большая Северная до горы Копна. Массив окаймляет с запада кольцевую базит-гипербазитовую ассоциацию горы Медвежьей. В целом массив имеет протяженность 20 км, ширину в районе горы Северной — 1,6 км, а в районе горы Зеленой — 2,6 км. Общая площадь обнажающейся части массива 40 км^2.

С запада и юга гипербазитовый массив окружают мраморизованные известняки, гнейсы и сланцы: хлорит-амфиболовые, кварц-хлорит-цоизотовые, кварц-амфиболовые и другие метаморфические сланцы с прослоями кварцитов; с востока — габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты, образовавшиеся, по-видимому, в результате метаморфизма самих гипербазитов и эффузивной толщи. В юго-западной и западной частях массива в контакте с гипербазитами наблюдаются небольшие тела габбро-диоритов, гранитов, гранодиоритов.

Гипербазитовый массив гор Зеленой и Северной, очевидно, не раз участвовал вместе с вмещающими его протерозойскими образованиями в складчатых дизъюнктивных деформациях, результатом которых яви-

лось сильное неоднократное изменение пород массива и его сложное блоковое внутреннее строение с мощными субмеридиональными, северо-западными, реже субширотными зонами разломов (рис. 7).

На магнитном плане над гипербазитовыми телами гор Зеленой и Северной наблюдается аномалия, отличающаяся от других аналогичных аномалий Кузнецкого Алатау относительно низкими значениями напряженности магнитного поля, расплывчатыми контурами и большим количеством отрицательных и нормальных магнитных полей. Судя по их характеру, можно предполагать, что они отражают разрозненные магнитные объекты мозаичного строения как результат интенсивного дробления и неравномерного преобразования гипербазитов.

Массив в основном сложен серпентинитами и гарцбургитами. В северной его половине обнаружены дуниты с реликтовой структурой перидотита. В эндоконтактах и по зонам внутри массива наблюдаются полосчатые лерцолит-дунитовые, оливин-антигоритовые породы, дунит-пегматиты, пироксениты, лиственитыи, талькиты. В краях массива породы обнаруживают явления кливажирования, гнейсофикации и динамометаморфизма. Кливажирование наиболее легко улавливается в оливинах, а в пироксенах оно выражается в полисинтетическом двойниковании, полосах деформации и раздроблении зерен. Шире, чем где-либо, в этом массиве проявляются процессы перекристаллизации пород с образованием полос пегматоидных дунитов и оливинитов. В нем исключительно широко проявились процессы отальковання, амфиболитизации, карбонатизации гипербазитов. В юго-западной части массива были отмечены перидотиты с пойкилитовой структурой. Интенсивный динамометаморфизм и глубокое преобразование пород массива вполне согласуются с широким распространением в этом районе такситовых апогипербазитовых габброидов, содержащих многочисленные блоки и линзы серпентинитов, дунитов, лиственитов, оливин-антигоритовых пород и талькитов. Для массива в целом характерен комплекс метаморфических полезных ископаемых: асбеста, талька и магнезита, обломки хромитов встречены в единичных случаях.

Массив горы Заячьей вытянут дугообразно в субширотном направлении и слагает южную замковую часть кольцевой структуры горы Медвежьей (см. рис. 2). С массивами гор Северной и Бархатной он связан мощной зоной меланжа, представленного серпентинитовым милонитом с мелкими и крупными будинами, желваками и блоками серпентинитов и вмещающих пород.

Массив горы Заячьей, по данным А. М. Прусевича, Г. С. Сергеева, Ю. В. Марчука, О. Г. Коноваловой, состоит из дунитов с реликтовыми структурами перидотита, перидотитов, пироксенитов и серпентинитов.

Дайковый комплекс гипербазитов Центрально-Алатауской зоны

Дайковые и дайкообразные тела в кольцевых ассоциациях чрезвычайно многообразны и сложны. Среди пород, слагающих дайки, можно встретить почти все распространенные петрографические разновидности от ультраосновных (пироксениты) до кислых (ортоклаз-порфиры, аплиты и др.). Дайки нуждаются в систематизации и специальном изучении. Но даже при обычном изучении обращает на себя внимание существование двух групп этих пород: собственно даек и дайкообразных тел.

Первые имеют большую протяженность, выдержанный состав и характерные для магматических пород структуру и текстуру. По минеральному составу — это лампрофиры, диабазы и долериты. Дайки этой группы встречаются в различных частях массивов и рассекают все породы, вплоть до ультраосновных брекчий, а также являются обычны-

ми среди других магматических и осадочных пород района. По существу, они имеют региональное распространение и генетически связаны с более поздними по отношению к гипербазитам магматическими процессами.

Дайкообразные тела представляют собой будины, клинья и полосы, весьма невыдержанные по мощности и протяженности. Оригинально также их пространственное расположение. Полосы кулисообразных коротких будин прослеживаются вдоль верхних частей массивов в виде хребтиков. Дайкообразные тела развиты также в их приконтактовых частях по тектоническим зонам и в подошвах массивов совместно с телами брекчий, мелкими штоками гранитов, габбро и метасоматическими жилами. Внутри массивов гипербазитов дайкообразные тела отсутствуют. По минеральному составу они аналогичны породам центральных частей кольцевых ассоциаций и представлены разностями брекчированных габбро-диабазов, порфиритов, микродиоритов, диорит-порфиритов, роговообманковых микрогаббро. Для них характерны невыдержанные состав, текстуры и структуры. Слагающие их минералы резко отличаются размером зерен: участки скрытокристаллического строения чередуются с участками средне- и крупнозернистыми в одном образце. Вкрапленники, часто представленные обломками пород или кристаллов и их сростками, распределены в породе неравномерно.

Все это дает основание считать, что дайкообразные тела — это затеки ксеногенного расплава в краевые трещинные зоны или породы, затертые в пластическом соостоянии в твердые блоки гипербазитов.

Кожух-Пезасская базит-гипербазитовая ассоциация

Рассматриваемая ассоциация имеет нечетко выраженную кольцевую форму. В периферической части ее располагаются гипербазиты, а во внутренней наряду с реликтами осадочного субстрата — габброиды (рис. 8). На западе и юго-западе массивы серпентинитов прослеживаются прерывистой цепочкой от пос. Пезас на р. Нижняя Терсь до р. Саянзас на протяжении более 25 км. Мощность тел серпентинитов не превышает 750 м.

На востоке гипербазитовые тела выделяются по геофизическим данным. Здесь выявлены интенсивные узкие линейно-вытянутые магнитные аномалии, аналогичные таковым гипербазитовых массивов. Кольцевое строение ассоциации, особенно ее южной части (района пос. Пезас), подтверждается характером магнитных аномалий и дугообразным расположением вмещающих толщ. В целом вся базит-гипербазитовая ассоциация залегает среди фаунистически охарактеризованных пород усинской свиты среднего кембрия, ордовика и девона.

С внутрикольцевой части гипербазиты окаймляются уралит-клиноцоизитовыми, уралит-хлорит-эпидотовыми породами такситовой текстуры и габбровой структуры. Породы центральной части ассоциации характеризуются исключительной пестротой. Здесь наряду с уралит-клиноцоизотовыми и другими габброидами, эффузивовидными и брекчиевыми породами, типичными для кольцевых базит-гипербазитовых ассоциаций, в целом присутствует в значительном объеме осадочный субстат, представленный кальцифирами и парасланцами. Это слоистая толща из кальцифиров, известняков мраморов, доломитов, хлорито-углисто-серицито-плагиоклазовых, кремнистых роговообманковых, амфиболо-цоизитовых сланцев, переслаивающихся с туфами, песчаниками, брекчиями, туфобрекчиями, конгломератами (?), порфиритами, туфопорфиритами, дайкообразными телами диоритов, кварцевых диоритов,

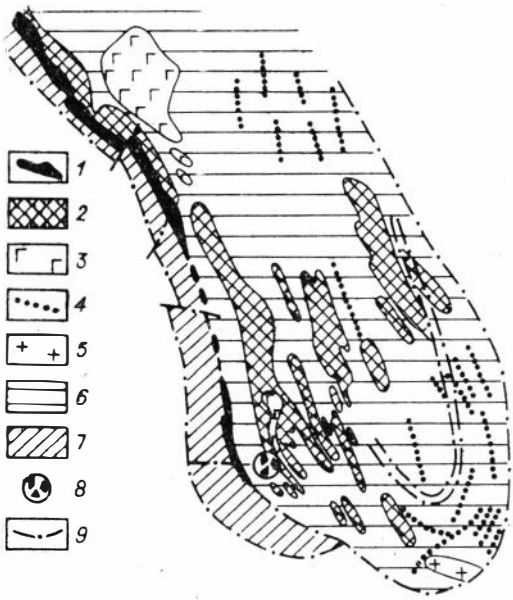


Рис. 8. Геологическое строение (Кожух-Пезасского базит-гипербазитового массива). По Ю. А. Кузнецову, Н. Г. Булатовой, А. М. Кузнецову, В. П. Карпенко, А. Н. Платонову.

1 — лиственниты, серпентиниты, никеленосная кора выветривания; *2* — апогипербазитовые и апоэффузивные габброиды: уралит-соссюритовые породы, габбро-амфиболиты, габбро-пироксениты, перидотиты, габбро-диориты и др.; *3* — габбро. Дайковые и жерловые субвулканические тела: *4* — габбро-диориты, габбро-диабазы, диориты, кварцевые диориты и др.; *5* — сиениты, сиенит-порфиры, гранодиориты. PR: *6* — кальцифиры, мраморы, доломиты, хлорито-углисто-кремнистые, серицито-кремнистые, известковистые сланцы, порфиритоиды, туфопесчаники, брекчии, туфобрекчии, конгломераты Θ_1; *7* — известняки с археоциатами; *8* — брекчии взрыва; *9* — дизъюнктивные нарушения.

габбро-диабазов, габбро-порфиритов, габбро-базальтов, базальтов, уралит-соссюритовых пород, габбро-диоритов, габбро-перидотитов. Своеобразие этой толщи, тесное сочетание в ее составе магматических, метаморфических и осадочных пород отмечалось еще Ю. А. Кузнецовым, а также В. А. Кузнецовым (1940). Последний автор отмечал дислоцированность, милонитизированность входящих в ее состав магматических и жильных пород, а также порфиробластические структуры.

Наиболее изученная южная часть зоны гипербазитов, по данным Н. Г. Булатовой, Г. Я. Соболь, В. П. Карпенко, А. Н. Платонова, представлена цепочкой кулисообразно-линзовидных тел серпентинитов, дугообразно вытянутых в север-северо-западном направлении. Мелкие тела серпентинитов (от 50×5 600×100 м) разделены друг от друга кварц-карбонатными породами и имеют крутое (65—80°). до вертикального, переменное то восточное, то западное падение и в разрезе такое же, как в плане, кулисообразное строение.

Слагающие массив серпентиниты кое-где содержат бастит и по этому признаку относятся к апогарцбургитовым. Макроскопически это зеленовато-серые сильно выветрелые и давленые породы с фиолетовым оттенком по плоскостям рассланцовки и зеркалами скольжения, среди них выявляются антигоритовые и антигорит-хризотиловые разности бластопорфировой, пластинчатой, листовато-волокнистой структуры и сланцевой текстуры.

Кроме антигорита и хризотила в их составе значительную роль играют тальк, хлорит, карбонат, кварц, магнетит и реже хромшпинелид. Количественные соотношения минералов широко варьируют до образования серпентин-тальковых, хлорит-серпентиновых и кварц-карбонатных разностей.

По серпентинитам, лиственитам и прилегающим к ним вмещающим породам развита кора выветривания в виде участков линейно-вытянутой формы. Она представлена охристыми и охристо-кремнистыми образованиями. Участки с повышенным содержанием никеля (0,6—0,85% в 5 пробах, 0,3—0,6% в 12 пробах и 0,2—0,3% в 7 пробах) имеют размеры 300×30 и 150×15 м. Во внутренней части базит-гипербазитовой ассоциации среди габброидов и метаморфогенно-осадочных пород известно медноколчеданное оруденение, добывались рассыпное золото и киноварь.

Кундустуюл-Семеновская базит-гипербазитовая ассоциация

Гипербазитовая часть ассоциации представлена цепочкой очень небольших, но многочисленных тел, которые прослеживаются от горы Тыскыл на юге до пос. Берчикуль на севере. Тела приурочены к меридиональной подвижной зоне, разделяющей Мартайгинский и Центрально-Алатауский срединные массивы по Ю. Д. Скобелеву (1963). Многие тела сложены пироксенитами, серпентинитами и перидотитами. В массивах этой зоны выделяются кундустуюльские тела пироксенитов и серпентинитов, Семеновский перидотитовый массив, берчикульские тела перидотитов и большое количество некартируемых жил и линз серпентинитов.

Среди осадочных пород протерозоя на водоразделе Кундустуюл-Кия обнажается Кундустуюльский акмолит габброидов площадью 20 км², в которых находятся многочисленные жилообразные и акмолитовые тела серпентинитов и пироксенитов (рис. 9). Согласно Л. В. Алабину и Я. М. Грицюку **Кундустуюльский массив** представляет собой дифференцированную диорит-пироксенитовую интрузию, а по М. П. Кортусову (1967) — две самостоятельные интрузии — гипербазитовую и габбро-плагиогранитную. Однако приведенные этими авторами данные по петрографическому составу пород, их структурным взаимоотношениям, форме и строению Кундустуюльского массива показывают, что последний аналогичен вышеописанным базит-гипербазитовым ассоциациям.

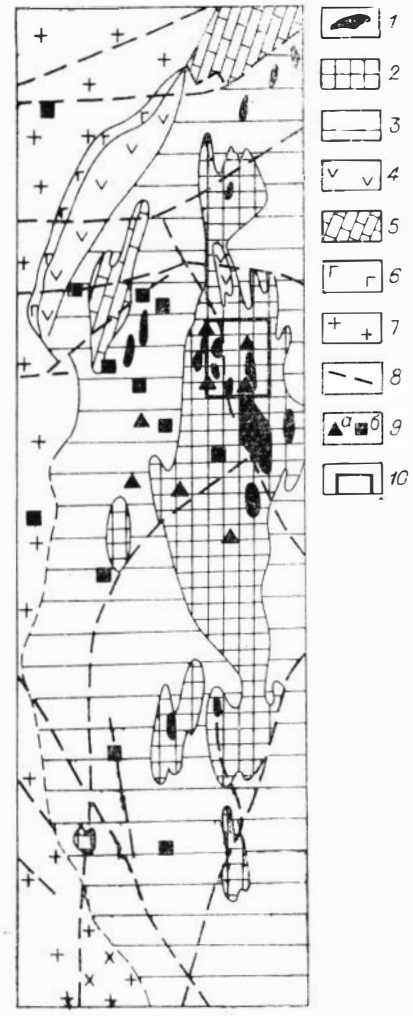


Рис. 9. Геологическое строение Кундустуюльского базит-гипербазитового массива. По Л. В. Алабину, 1961 г. с изменениями О. Г. Коноваловой.

1 — серпентиниты, пироксениты; *2* — апогипербазитовые габброиды: двупироксеновые габбро-пироксениты, уралитовые габбро, габбро-диориты, уралит-эпидот-цоизитовые породы, роговообманковые диориты, кварцевые диориты, диорит-диабазы, диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты; *3* — хлорит-серицит-амфиболовые, углисто-кремнистые, глинистые, кварц-полевошпатовые сланцы, амфиболиты, кальцифиры, известняки, доломиты, известково-глинистые сланцы, порфириты, кварцевые кератофиры, туфы, конгломераты; *4* — эффузивы основного и среднего состава; *5* — мраморы; *6* — габбро, габбро-диориты; *7* — гранодиориты; *8* — разломы; *9* — хромиты (*а* — в делювии и аллювии, *б* — в шлихах; *10* — Памирский участок.

Массив состоит из тесно связанных взаимопереходами пироксенитов, серпентинитов, горнблендитов, габбро и пироксеновых диоритов (рис. 10). Количественные взаимоотношения этих пород широко варьируют. В одних случаях преобладают пироксениты и серпентиниты, и в зонах смятия им подчинены уралит-цоизитовые, хлорит-эпидотовые, роговообманково-пироксеновые и кварцсодержащие габброиды, в других превалируют габброиды, пироксениты же и серпентиниты находятся среди них в виде полос и жилообразных тел.

Пироксениты (вебстериты) имеют порфиробластовую структуру и состоят из таблитчатых и изометричных зерен моноклинного и ромбического пироксена и хромшпинелида. Оба пироксена урали-

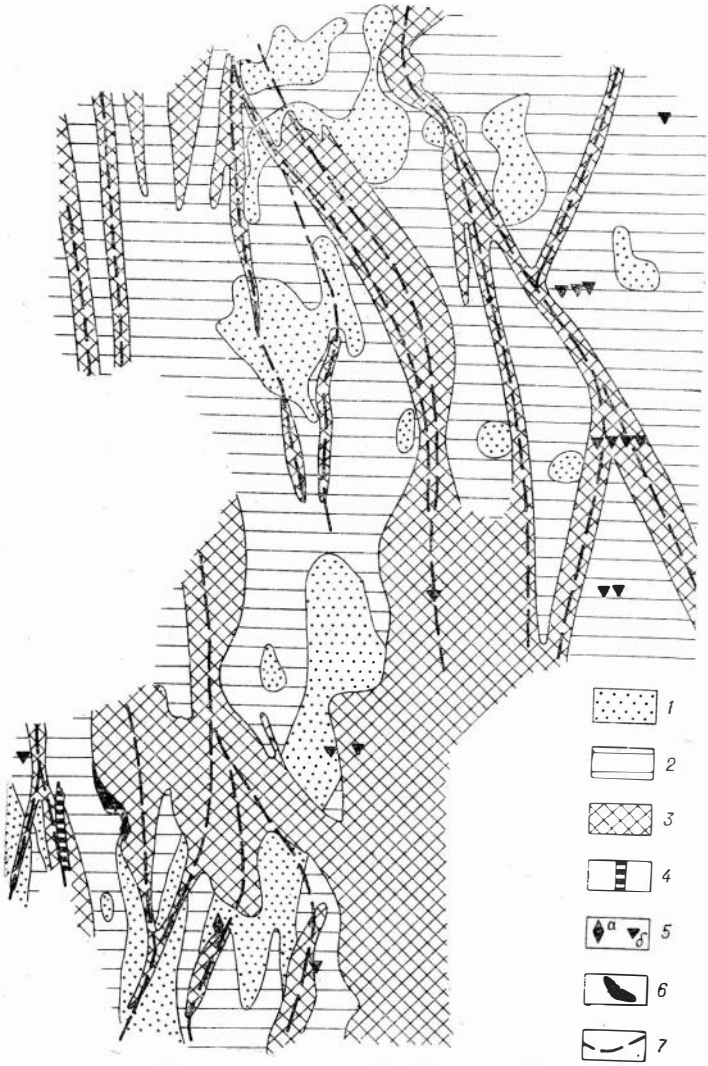


Рис. 10. Геологическая схема Памирского участка Кундустуюльского базит-гипербазитового массива. По Я. М. Грицюку с изменениями О. Г. Коноваловой.

1 — серпентиниты; *2* — пироксениты; *3* — апогипербазитовые габброиды (двупироксеновые габбро-пироксениты, уралитовые габбро, габбро-диориты, уралит-цоизит-эпидотовые породы, роговообманковые диориты), кварцевые диориты, диорит-диабазы; *4* — катаклазированные плагиограниты; *5* — хромиты (*а* — в коренном залегании, *б* — в делювии); *6* — серпентиниты с прожилками хромитов; *7* — зоны смятия, расслацовки, разломы.

тизированы, а по трещинам дробления содержат мелкозернистый агрегат серпентин+хлорит+тремолит.

Серпентиниты — породы, черного, темно-зеленого цвета, плотного однородного и порфиробластового строения. Состоят из антигорита, хризотила, бастита, серпофита. В них присутствует хризотил-асбест, тальк, амфибол, хлорит, хромшпинелид и магнетит. Во всех породах массива наблюдается сульфидная минерализация, а в серпентинитах — магнетит-хромитовое рудопроявление (см. табл. 8).

Габбро и габбро-диориты обладают такситовой, гнейсовидной, реже массивной текстурой. Они состоят из уралита, актинолита, эпидота, клиноцоизита, хлорита, альбита, кальцита, реликтов плагиоклаза (№ 50—68), моноклинного пироксена и обыкновенной роговой обманки.

В них содержится магнетит, титаномагнетит, ильменит, апатит (Кортусов, 1967, с. 92). В связи с метаморфизмом установление их первичных структурных особенностей затруднительно.

Диориты отличаются от габбро и габбро-диоритов присутствием кварца, микроклин-микропертита, биотита.

Тесная пространственная связь и взаимопереходы ультраосновных и габбровых пород, их довольно близкий состав и текстурно-структурные особенности, а также аналогия с описанными выше ассоциациями служат основанием для отнесения их к единой базит-гипербазитовой ассоциации, а рассматриваемые габброиды — к апогипербазитовым образованиям.

Семеновский перидотитовый массив расположен на водоразделе рек Талановой и Горелой. Дайко- и линзообразные тела перидотитов и серпентинитов, вытянутые в субмеридиональном направлении, прослеживаются в виде цепочки протяженностью около 8 км (рис. 11). Максимальная ширина массивов до 800 м. Они локализуются вдоль тектонического контакта, проходящего между породами нижнекембрийского и протерозойского возраста.

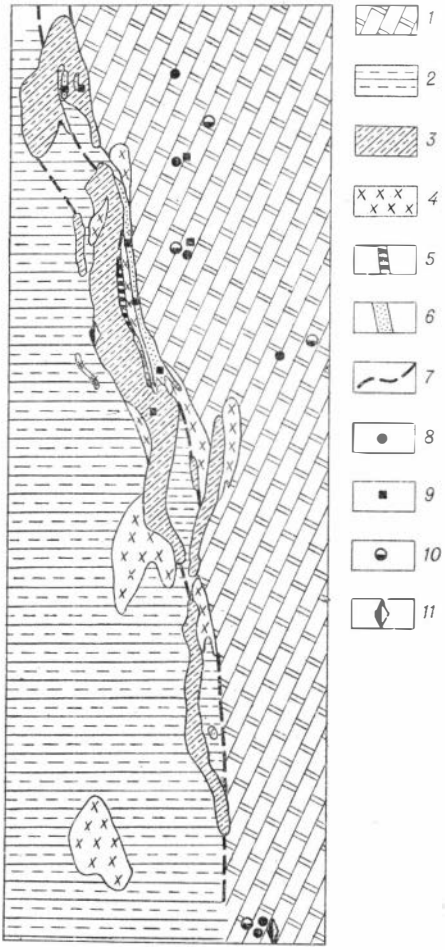


Рис. 11. Геологическая карта Семеновского перидотитового массива. По Е. Д. Шпайхеру.

1 — известняки массивные, редко слоистые с подчиненными сланцами (Є); *2* — метаморфические сланцы по эффузивам и осадочным породам (PR); *3* — серпентинизированные перидотиты, пироксениты, серпентиниты, тальк-карбонатные породы; *4* — диориты, диорито-диабазы; *5* — альбититы; *6* — окварцованные мелкозернистые сиениты, сиенит-аплиты; *7* — дизъюнктивные нарушения; *8* — хромиты в делювии; *9* — магнетит в делювии; *10* — платина в шлихах; *11* — киноварь в шлихах.

В пределах этой тектонической зоны в тесном структурном и пространственном сочетании с гипербазитами находятся мелкие тела диоритов, диорито-диабазов и альбититов, а также дайки и жилы мелкозернистых сиенитов и сиенит-аплитов. Контактовые взаимоотношения между перечисленными породами и гипербазитами не ясны.

Серпентиниты в центральной части тел представлены хризотиловыми и хризотил-антигоритовыми разностями, часто с реликтами оливина и с типичной петельчатой микроструктурой. Краевые части массива и тектонические зоны внутри него сложены антигоритовыми разностями. В северной части массива наблюдаются мощные жилы серпентинизированных пироксенитов.

Широким развитем пользуются тальк-карбонатные породы, пронизанные кварцевыми прожилками до 60 мм мощностью. Они содержат сульфидное, преимущественно галенитовое оруденение, представляющее, по данным Е. Д. Шпайхера и С. Г. Быкова (1961), интерес с точки зрения золотоносности. В непосредственной близости от массива старатели добывали россыпные золото, платину и невьянскит. Участками в серпентинитах отмечается повышенная асбестизация, а в северо-во-

сточной части массива поисковыми работами установлены делювиальные обломки хромитов (Шпайхер, Быков, 1961).

Бекетско-Кайгадатская зона гипербазитовых массивов

В зону входят Кайгадатская и Черноозерская группы гипербазитовых массивов, а также находящийся севернее их Бекетский массив. Они относятся к северной части Кузнецко-Алатауского пояса (см. табл. 1, рис. 1). Все массивы залегают в толще протерозоя.

Черноозерская группа представлена тремя телами серпентинитов. Одно из них обнажается в бортах р. Золотой Китат в районе пос. Черное Озеро, другие два вскрыты вдоль правого борта р. Золотой Китат по речкам Большая и Малая Мордовка. На магнитных планах серпентинитовые тела выделяются по аномалиям (350×1500 м) в изолиниях магнитных напряжений в 4000—6000 γ.

Серпентиниты очень сильно раздроблены, рассланцованы, местами в них отмечаются милонитизация, зеркала скольжения. Они характеризуются тонкозернистой структурой и плотным сложением и на плоскостях сланцеватости нередко содержат мелкую рассеянную вкрапленность пирита, пирротина. В результате окисления последних серпентиниты покрыты темной коркой выветривания. Под микроскопом устанавливается, что порода состоит почти полностью из серпентинита с петельчатой структурой и в меньшей степени — из антигорита. Иногда в центре петель кое-где видны зернышки оливина и хромшпинелид, содержание которого достигает 3—4%.

Кайгадатская группа, расположенная в верховьях р. Кайгадат, в 35—40 км южнее Черноозерской, представлена 12 дайкообразными телами гипербазитов (1×0,08—3×0,3 км). Пространственно они приурочены к метаморфическим породам протерозоя, представленным здесь амфиболовыми гнейсами и сланцами. Согласно А. Я. Вилистер, в составе массивов выделяются серпентиниты, дуниты, перидотиты и пироксениты.

Серпентиниты — наиболее распространенные породы. Они обладают темно-зеленым цветом, занозистым изломом, рассланцованы, с многочисленными плоскостями скольжения, с примазками аморфного, окрашенного окислами железа, серпофита. Серпентиниты имеют бластопорфировую петельчатую, реже брекчиевидную структуру. Порфировые выделения пироксена замещены баститом, хлоритом, карбонатом, кальциевым гранатом и тонкой вкрапленностью рудного минерала.

Бекетский асбестоносный гипербазитовый массив находится в 8 км к востоку от с. Бекет Ижморского района. Он вскрыт 8 скважинами и, судя по керну, сложен выветрелыми серпентинитами с густой сетью прожилкового асбеста (1—3 мм) и жилками поперечно-волокнистого асбеста (до 25—30 мм). Реже встречается косоволокнистый асбест с более длинными волокнами. Площадь асбестизированных серпентинитов, по данным бурения, составляет 223 тыс. м² (175×1300 м). Более подробная характеристика Бекетского месторождения хризотил-асбеста дана в работах О. Г. Коноваловой (1967, 1973).

Усинско-Саланская зона гипербазитовых массивов

Группа гипербазитовых массивов общей площадью более 50 км² и множество мелких серпентинитовых тел расположены в восточной периферической части Томского выступа докембрийских пород.

Наиболее крупные из них — Саланский (10×3 км), Белосаланский (3×0,5 км) и Кончик (5×2,5 км), сложены серпентинитами (30—35% от общего объема их пород), пироксенитами (25—30%), верлитами (15—20%), дунитами (20—25%). Серпентиниты по составу разнообразны, но преобладают антигоритовые разновидности. Клинопироксениты содержат оливин, хлорит, карбонаты и магнетит. Верлиты состоят из оли-

вина (5—40%), пироксена (30—35%), серпентина (10—60%), тремолита (15—60%), магнетита (3—18%), карбоната (0,5—8%), хлорита (1—5%). В дунитах количество оливина колеблется от 30 до 90%. Остальные минералы — хромшпинелид, тремолит, серпентин, хлорит, тальк, карбонат и магнетит широко варьируют. Перечисленные породы чередуются между собой и связаны постепенными переходами, образуя полосчатый комплекс (по данным П. И. Слынько) метасоматического генезиса. В ассоциации с гипербазитами П. И. Слынько отмечает полосы (1—50 м мощностью) роговообманкового габбро и амфиболитов. Явления хлоритизации, отальковання и особенно тремолитизации широко распространены в породах массивов этой зоны.

Викторьевско-Ортонская и Сеглебирская зоны гипербазитовых массивов

Наиболее изучены массивы Викторьевский, Изыгашско-Кабынский, Заслонский и Сеглебирский. Ниже приведем описание одного из них.

Викторьевский гипербазитовый массив расположен в бассейне р. Унзас среди зеленокаменных эффузивов, туфов, туфобрекчий, туфопесчаников, конгломератов и сланцев нижнекембрийского возраста. В виде линзы (5×0,3—0,7 км) он вытянут в меридиональном направлении и сложен аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами и дайкообразными телами габброидов. Породы массива подверглись интенсивной хлоритизации, карбонатизации и отальковании. В серпентинитах отмечается проявление сульфидно-никелевого оруденения в виде вкрапленности пирротина в срастании с пентландитом. Участки с густой сульфидной вкрапленностью послужили в свое время основанием для изучения никеленосности массива (Маркина, 1949).

Сеглебирский массив и цепочка мелких тел серпентинитов и габбро расположены на водоразделе рек Мунжи и Кауры среди эффузивно-туфовой толщи и амфибол-хлоритовых сланцев. Массив имеет размеры 11×6 км и вытянут в север-северо-восточном направлении согласно общим структурам района.

Массив изучался И. М. Волоховым (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958), Г. М. Маркиной (1949) и Н. Г. Булатовой, по данным которых он сложен уралит-соссюритовым габбро и серпентинитами. Тело серпентинитов, составляющие до 10% площади массива, образуют веерообразно расходящиеся от его южного контакта полосы. В габбро содержатся также пятна, линзы, полосы клинопироксенитов, перидотитов и в центральных частях тальк-карбонатных пород. Контакты между породами габбрового и ультраосновного ряда во всех случаях резкие. По минеральному составу и микроструктурам серпентиниты подразделяются на антигоритовые, хризотил-антигоритовые, антигорит-хризотиловые, что, по представлению М. Г. Маркиной (1949) и Н. Г. Булатовой, соответствует четырем фазам серпентинизации. В клинопироксенитах присутствует бурая роговая обманка, основной плагиоклаз, магнетит (в больших количествах), хлорит и актинолит. В серпентинитах наблюдается вкрапленность пентландита и миллерита непромышленного значения.

САЛАИРСКИЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС

Салаирский пояс прослеживается от р. Аламбай (на севере), через реки Яма и Шалап до Бехтемир-Ощепковской зоны (на юге). Пояс, протяженностью 300 км, объединяет более 20 крупных массивов и 100 мелких тел гипербазитов.

Все известные массивы расположены в центральной и южной частях Салаирского кряжа, однако геологическая обстановка (широкое развитие нижнекембрийских толщ), наличие характерных, сравнительно

узких магнитных аномалий и хромита в шлихах позволяют предполагать, что отсутствие выходов гипербазитов в северных районах Салаира обусловлено глыбово-складчатым строением структурно-фациальной зоны.

Наиболее крупные хромитоносные массивы (Тогул-Сунгайский — 12 км², Верх-Аламбайский — 4 км², Успенский — 3 км², Гуськи — 10 км², Макарихинский — 3 км² и др.) входят в Тогул-Сунгайскую базит-гипербазитовую, Глазырихинскую (Глазырихинский — 2 км² и др.), Уксунайско-Александровскую (Уксунайская группа — 3 км², Александровский — 11 км² и др.) и Мартыново-Шалапскую (Мартыново-Шалапский 50 км² и др.) ассоциации (см. рис. 1, табл. 1).

Все они имеют в основном согласную, пластообразную, линзообразную и акмолитообразную форму, вытянуты в субмеридиональном направлении и залегают всегда между различными по составу и генезису породами — осадочными и магматическими. Массивы сложены главным образом серпентинитами и перидотитами; подчиненное положение в них занимают дуниты и пироксениты. Перидотиты в обнажениях полностью серпентинизированы, однако по данным бурения на глубине встречены свежие гарцбургиты. Ниже приводится описание базит-гипербазитовых ассоциаций в порядке их расположения с запада на восток и с севера на юг.

Тогул-Сунгайская базит-гипербазитовая ассоциация

Тогул-Сунгайская ассоциация расположена в центральной части Салаира в системе рек Аламбай, Тогул и Сунгай. Составляющие ее массивы (около 60) хорошо обнажены и довольно детально изучены главным образом в связи с поисковыми работами на хромиты, тальк, асбест, гидросиликатный никель, бокситы и золото. Массивы Тогул-Сунгайской ассоциации находятся в нерасчлененном протерозойско-кембрийском комплексе метаморфизованных сланцев с горизонтами эффузивов среднего состава. Незначительное участие в строении района принимают известняки, среднекембрийские, ордовикские, силурийские и девонские эффузивно-осадочные образования. На ультраосновных породах местами (дер. Афонино, пос. Старый Тягун и с. Иродов Лог) развиты никеленосные коры выветривания.

В тесной пространственной ассоциации с ультраосновными породами находятся габбро, габбро-диабазы и порфириты. Преимущественное развитие среди гипербазитов имеют серпентиниты, в которых обнаружено хромитовое оруденение (27 точек).

Тогул-Сунгайский массив площадью около 13 км² наиболее крупный из всех массивов. Он вытянут вдоль водораздела рек Ветловая, Сунгай, Тогуленок, Анисимовка и Таловка и имеет форму линзы длиной 12 км при ширине от 250 до 1700 м (рис. 12).

Массив сложен гипербазитами и габбро, которые с востока ограничены толщей метаморфизованных и рассланцованных основных и средних эффузивных и осадочных пород (аламбайская свита), с запада — пестрыми брекчированными эффузивами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфами, туфосланцами и углисто-хлоритовыми сланцами.

В строении массива принимают участие гарцбургиты, слагающие в основном центральную его часть, занимая до 60% площади массива. Дуниты, верлиты и лерцолиты залегают в виде неправильной формы тел среди гарцбургитов и серпентинитов. В крупных телах дунитов на юге массива (гора Кедровая) наблюдаются постепенные переходы между дунитами и гарцбургитами в результате более или менее постепенного уменьшения (вплоть до исчезновения) зерен ромбического пироксена (или бастита). В северо-западной части массива широко распространены меридиональные жилообразные тела пироксенитов, габбро и рого-

вообманкового габбро, а также единичные дайки плагиоаплитов и лампрофиров. Ведущим процессом изменений пород массива является серпентинизация с образованием хризотиловых и главным образом антигоритовых серпентинитов. Кроме того, проявились хлоритизация, карбонатизация, отальковании, гранитизация, окварцевание ультраосновных пород и образование хризотил-асбеста. В пределах массива довольно широко распространены талькиты, тальк-карбонатные, тальк-кварц-карбонатные, амфиболовые и актинолитовые породы. Встречаются родингиты, линзовидные участки и небольшие жилообразные тела которых приурочены к южной части массива и вытянуты согласно его границам.

Дуниты и темнозеленые плотные серпентиниты с ясно выраженной петельчатой микроструктурой тесно связаны между собой перемежаемостью и взаимопереходами и содержат магнетит и идиоморфный хромшпинелид.

Гарцбургиты и их сильно серпентинизированные разности отличаются от дунитов наличием зерен ромбического пироксена или псевдоморфоз по нему бастита.

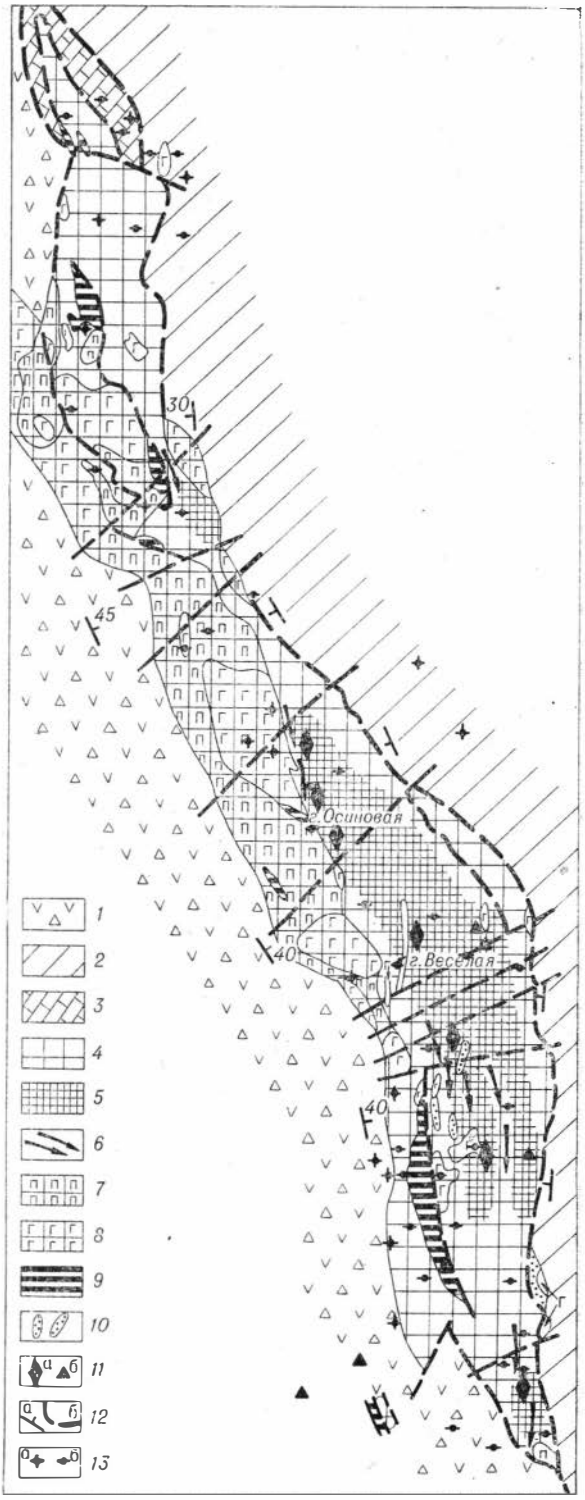


Рис. 12. Схематическая геологическая карта Тогул-Сунгайского гипербазитового массива. По Ю. А. Анальковy, Н. П. Старченко, О. П. Казанцеву и О. Г. Коноваловой.

1 — брекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, слоистые туфы, туфосланцы основного и среднего состава, сланцы углисто-хлоритовые, метаморфизованные эффузивы; *2* — сланцы глинисто-хлорит-карбонатные, хлорит-эпидотовые, глинисто-углистые, хлорит-актинолитовые, алевролиты (PR — Є); *3* — известняки, кальцифиры; *4* — серпентиниты; *5* — дуниты серпентинизированные; *6* — перидотиты серпентинизированные; *7* — пироксениты; *8* — габброиды уралит-клиноцоизитовые гнейсовидные, габбро-пироксениты, пироксеновое метагаббро, роговообманковое габбро, участками пегматоидное; *9* — талькиты, листвениты; *10* — роддингиты; *11* — хромитовые руды (*а* — в коренном залегании, *б* — в россыпи; *12* — рассланцовка (*а*), дизъюнктивные нарушения (*б*); *13* — эпицентры отрицательных (*а*) и положительных (*б*) магнитных аномалий.

К лерцолитам условно относятся разности (район горы Прииисковой и скважина горы Осиновой) серпентинитов с петельчатой микроструктурой, в которых устанавливаются зерна измененного энстатита и диаллага (до 35—40%).

Пироксениты составляют до 15—20% площади массива и приурочены главным образом к его западной окраинной части. Они образуют линейно-вытянутые тела и полосы размером от 150—200 до 650—3000 м среди габбро и перидотитов, реже серпентинитов. Пироксены представлены диаллагом, а породы в целом имеют крупно- до гигантозернистого сложение, с явлениями брекчирования и образования бластомилонитовой структуры. Местами пироксениты содержат сидеронитовый магнетит. Жилы черных мелкозернистых вебстеритов встречены только в зонах перехода пироксенитов в габброиды, в которых пироксен замещается актинолитом или серпентином.

Габброиды связаны с пироксенитами взаимопереходами и перемежаемостью, чаще всего они представлены уралит-клиноцоизитовыми и хлорит-актинолитовыми разностями и содержат примесь пренита и хлорита. Реже встречаются свежие массивные пироксен-плагиоклазовые и роговообманковые разности, а также габбро-пегматиты и горнблендиты, для которых характерны полосчатость и такситовая текстура, резко неодинаковая величина минералов и неравномерно-зернистое, часто брекчиевидное строение.

По данным детальной магнитометрической съемки магнитные напряжения в массиве весьма непостоянны и колеблются от 500 до 10 000 γ, в одном пункте (гора Осиновая) даже до 12 000 γ. По расположению эпицентров (см. рис. 12) видно довольно сложное сочетание отрицательных аномалий, характеризующих вмещающие толщи, поля развития габброидов и антигоритовых серпентинитов, и положительных — присущих пироксенитам, перидотитам, серпентинизированным дунитам и серпентинитам. Особенности магнитных характеристик пород и непостоянство их физических свойств связано с неоднородным строением массива. Так, например, серпентиниты обнаруживают следующие колебания в физических свойствах: плотность 2,59—2,97 г/см^3, магнитную восприимчивость 211—5250$\cdot 10^{-6}$ СГС, остаточное намагничивание 245—11 300$\cdot 10^{-6}$ СГС.

Детальные наблюдения показывают, что плоскости контактов полого падают под массив, который погружается в южном направлении.

В массиве и на примыкающих к нему площадях отмечаются рудопроявления гидросиликатного никеля и кобальта в корах выветривания, тела талькитов, хризотил-асбеста, сульфидная минерализация. В юго-восточной части массива в области перехода дунитов в перидотиты оконтурена хромитоносная зона протяженностью около 4 км при ширине 100—500 м. Зона включает 6 коренных проявлений и 8 делювиально-элювиальных россыпей хромитов. Все они располагаются примерно на одном гипсометрическом уровне (абс. отм. 400—450 м), в 50—100 м от контакта вмещающих руду дунитов с вышележащим слоем перидотитов. Вкрапленные, прожилково-вкрапленные, а также сливные руды вскрыты шурфами в районе гор Осиновой, Веселой, Кедровой. В районе горы Осиновой в шурфах встречены обломки хромита весом около 20 кг и более. Здесь в пределах намечаемой рудоносной зоны в трех профилях пробурено семь скважин глубиной до 100 м, в четырех из которых на глубине 40—100 м установлено хромитовое оруденение. На горе Веселой, в 1,5 км к югу от горы Осиновой, шурфом и рассечкой вскрыта 1,5-метровая линза хромита, на ее склоне шурфами разведывалась россыпь хромита, где глыбы хромитовой руды до 100 кг весом обнаружены в 24 выработках. На горе Кедровой обломки хромитовой руды вскрыты шур-

фами и густовкрапленные руды в интервале 7—11 м встречены при бурении скважины. Обломки богатых хромитовых руд известны и в других пунктах. По данным химических анализов (см. табл. 8. 9), хромитовые руды Тогул-Сунгайского массива качественные, и опыты по обогащению их вкрапленных разновидностей показали хорошие результаты (см. табл. 13, 14).

В соответствии с наметившейся закономерностью в размещении хромооруденения (см. гл. III) в массиве наблюдается оруденение нескольких уровней, а именно — в верхней и нижней частях дунитового слоя, в области контакта перидотитов с пироксенитами и габбро. Наиболее богатое оруденение можно ожидать в поле широкого развития дунитов, в южной оконечности массива.

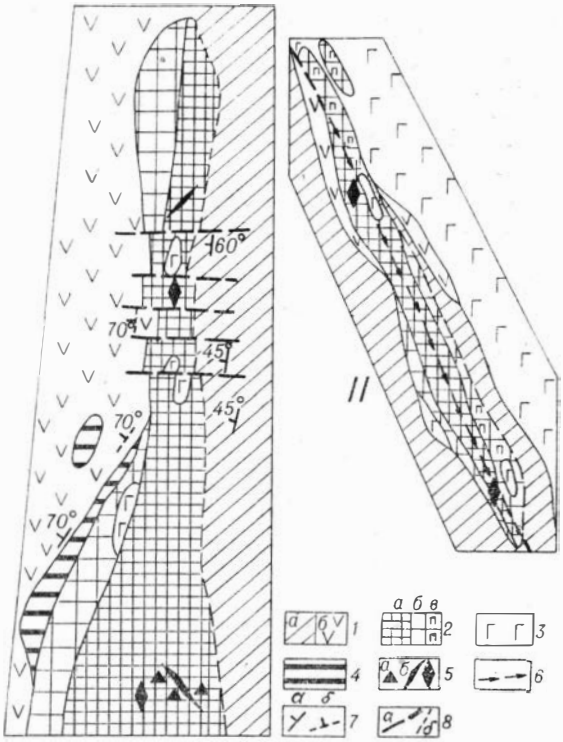


Рис. 13. Геологический план Успенского (I) и Верх-Аламбайского (II) гипербазитовых массивов. По О. П. Казанцеву, Н. П. Старченко и О. Г. Коноваловой

1 — вмещающие породы (PR — Є): *а* — песчано-известняково-сланцевые, *б* — порфириты; *2* — породы гипербазитовых массивов: *а* — серпентинизированные дуниты, *б* — серпентинизированные перидотиты, *в* — пироксениты, *3* — алогипербазитовые габбро, габбро-пироксениты; *4* — лиственниты; *5* — хромиты (*а* — в делювии, *б* — в коренном залегании — жилы и гнезда); *6* — направление полосчатости дунит-гарцбургит-пироксенитового комплекса; *7* — элементы залегания слоистости (*а*) и рассланцовки (*б*); *8* — зоны интенсивного смятия и рассланцовки (*а*), тектонические контакты (*б*).

Верх - Аламбайский массив расположен на водоразделе рек Черная и Степной Аламбай, где он занимает площадь около 3,5 км² (рис. 13). В плане массив (7×0,4 км) имеет вытянутую в северо-западном направлении линзовидную форму. С западной и юго-восточной сторон через тектонические нарушения он контактирует с песчано-известково-сланцевыми породами аламбайской свиты, к востоку дунит-гарцбургитовые породы переходят в брекчированные такситовые неравномерно-зернистые пироксениты и полосчатые, пятнистые габброиды с линзами габбро-пироксенитов. Габброиды образуют здесь относительно крупное тело.

Пироксениты слагают наиболее возвышенные части массива и характеризуются брекчиевой (бластомилонитовой) текстурой, выраженной чередованием кулисообразных полос, «очков» и линз крупнокристаллического пироксенита, а также мелкокристаллическим милонитом и псевдотахилитом. Центральная часть массива сложена грубополосчатым серпентинит-перидотитовым комплексом, в котором полосы серпентинитов (мощностью 20—80 м) чередуются с полосами перидотитов (мощностью 6—30 м). Переходы между ними постепенные. Простирание их полос согласное с простиранием массива и зон рассланцевания и смятия. В основании массива залегают пятнистые дуниты с реликтовой структурой перидотита, обусловленной неравномерным распределением в оливине порфиробласт, состоящих из тонкой смеси пылевидного магнетита с микрозернистым оливином, серпентином и скрытокристаллической бурой массой. В зонах смятия и рассланцевания серпентиниты ин-

тенсивно хлоритизированы, карбонатизированы, а иногда окварцованы, напоминая яшмовидные породы. В ряде обнажений отмечаются переотложенные продукты коры выветривания. Породы жильной фации представлены единичными согласными дайкообразными телами мощностью 5—12 м, микрогаббро и плагиопорфира.

Хромитовая минерализация в породах массива наблюдается главным образом в серпентинитах полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса в виде согласных с ним полос вкрапленных руд с различной концентрацией хромита, зерна которого имеют различную форму и величину, нередко с пойкилитовыми включениями серпентина.

Успенский массив площадью 3 км² расположен в 10 км к юго-востоку от Тогул-Сунгайского. По данным магнитной съемки и горных работ, массив, имеющий линейную, слабовыпуклую на восток форму, вытянут в меридиональном направлении на 4,5 км при ширине от 150 м на севере до 850 м на юге. Успенский массив так же, как Тогул-Сунгайский и Верх-Аламбайский массивы, залегает между двумя резко различными по вещественному составу и генезису толщами: осадочной песчано-сланцевой с востока и порфирито-диабазовой с запада (см. рис. 13). Массив закрыт чехлом четвертичных отложений мощностью 3—15 м, поэтому изучен только в северной части на вскрытых выработками и единичными скважинами участках. Северная часть массива сложена полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексом, простирающимся согласно с вытянутостью массива.

Дунитов как таковых нет, за них мы принимаем серпентиниты с участками и прожилками новообразований оливина. Это плотные однородные породы желто-зеленого и темно-зеленого цвета, обладающие петельчатой микротекстурой, обусловленной петлями хризотила, иногда содержащего брусит и буроватое тонкопелитовое вещество. Центральные участки хризотиловых петель сложены полуизотропным аморфным серпентином с кучечными и прожилковатыми скоплениями мелких зерен оливина. Петельчатая структура серпентинита подчеркивается цепочками рудного вещества — хромшпинелида, магнетита. Хромшпинелид, зерна которого имеют треугольную форму, образует также прямолинейные микрополосчатые агрегаты. Брусит распределен по всей породе равномерно, но тяготеет к серпентинитовым шнурам.

К гарцбургитам мы относим серпентиниты, отличающиеся от вышеописанных наличием порфировых вкрапленников бастита с реликтами ромбического пироксена и более обильной (до 10—12%) вкрапленностью хромшпинелида.

В тех и других породах по зонам развиты прожилки мелкопластинчатого антигорита, хлорита, хризотилового и роговообманкового асбеста. Сильно карбонатизированные антигоритовые серпентиниты распространены в западном эндоконтакте, где в экзоконтактовой зоне вмещающие породы интенсивно окремнены. Жилообразные тела габбро и мелкозернистых пироксенитов также приурочены к западной части массива.

Горными работами и бурением в пределах Успенского массива выявлено 7 коренных рудных тел и делювиальные россыпи хромитов. Отдельные рудные тела, приуроченные к дунитам полосчатого комплекса, группируются в рудоносный горизонт, простирающийся согласно с полосчатым комплексом. Как показывают детальные исследования, линейно-вытянутые жилоподобные рудные тела состоят из ступенчатых тектонических блоков разных размеров. Вокруг главного тела серпентиниты обогащены четковидными линзами хромита. Рудное тело в целом имеет зональное строение, очевидно обусловленное наложенными метасоматическими процессами. Значительная часть рудных тел имеет в основном брекчиевидное строение и состоит из беспорядочных сочетаний сплошных густовкрапленных руд и безрудных блоков серпенти-

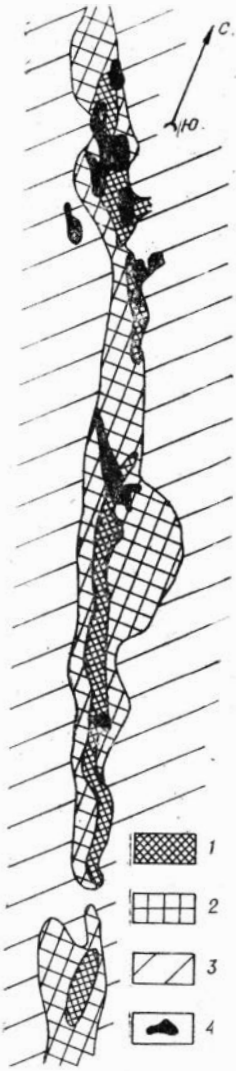


Рис. 14. Геолого-геофизический план участка Гуськи. По П. А. Лысенко, Л. В. Широкову.

1 — серпентинизированные ультраосновные породы; *2* — габбро; *3* — глинистые сланцы, песчаники, кварциты; *4* — участки с содержанием хрома от 0,03 до 1% (по данным спектрального анализа металлометрических проб).

нитов. Полосчато-вкрапленные руды тяготеют к периферии рудных тел. Одно из тел окаймлено полосой гигантозернистого бастита.

Массив Гуськи, расположенный в 6 км к северо-востоку от Тогул-Сунгайского, прослеживается по обнажениям и главным образом по горным выработкам и геофизическим данным. Он представляется в виде линейного (12×1,5 км), вытянутого в север-северо-западном направлении тела, залегающего среди толщи метаморфизованных глинистых сланцев, известняков, песчаников и эффузивов, относимой к верхнему протерозою — нижнему кембрию (рис. 14). В строении массива принимают участие серпентиниты, пироксениты, габбро-диориты, габбро, местами талькиты, листвениты и продукты коры выветривания. По данным Ю. А. Апалькова, в пределах массива наблюдаются небольшие тела сплошных и вкрапленных хромитовых руд. Взаимоотношения между гипербазитами и габброидами не выяснены, но, судя по их пространственно-структурному положению, их можно считать генетически связанными.

Глазырихинский массив. Гипербазиты в этом слабо изученном сильно задернованном районе представлены тремя линзовидными выходами общей площадью около 2 км², объединяемыми в единый гипербазитовый массив, вытянутый в меридиональном направлении и залегающий среди эффузивно-осадочной толщи протерозоя.

Два северных выхода выделены по данным магнитной съемки, а третий — южный выход вскрыт шурфами и скважинами (рис. 15). Породы последнего представлены рассланцованными антигоритовыми и хризотиловыми серпентинитами, пронизанными большим количеством прожилков карбоната, кварца, хризотил-асбеста, серпофита. В массиве содержатся гнезда тальк-карбонатных пород, родингитов и множество мелких дайкообразных тел габброидов.

На всей площади третьего выхода сохранились нижние горизонты коры выветривания, представленные дезинтегрированными и выщелоченными обохренными окремненными серпентинитами. Глубина распространения коры выветривания по данным скважин достигает 40 м.

В отдельных скважинах в серпентинитах встречена вкрапленность хромшпинелида от густой до убогой и небольшие тела массивных мелкокристаллических руд. Мощности оруденелых зон, включая редко вкрапленные участки, достигают 30 м.

Уксунайско-Александровская зона гипербазитов

По условиям обнаженности эта зона изучена слабо. В **Уксунайском районе** выявлено 6 небольших гипербазитовых тел. Форма и размеры их не выяснены, но по данным разведки и геофизической съемки пред-

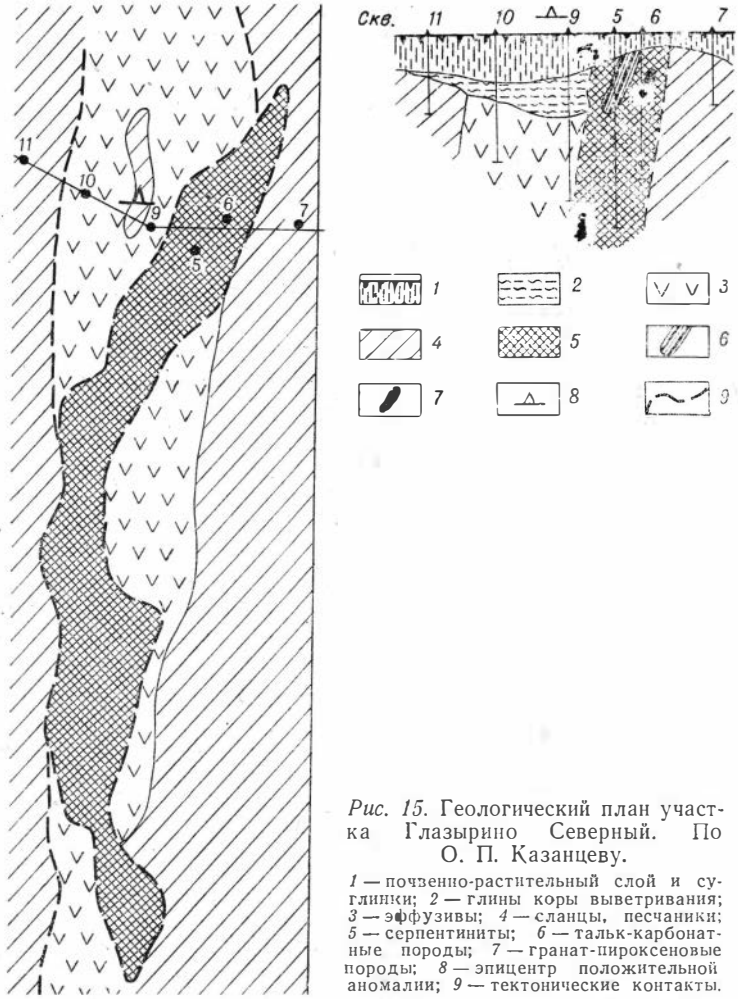


Рис. 15. Геологический план участка Глазырино Северный. По О. П. Казанцеву.

1 — почвенно-растительный слой и суглинки; *2* — глины коры выветривания; *3* — эффузивы; *4* — сланцы, песчаники; *5* — серпентиниты; *6* — тальк-карбонатные породы; *7* — гранат-пироксеновые породы; *8* — эпицентр положительной аномалии; *9* — тектонические контакты.

полагают, что они объединены в единое крупное дугообразной формы тело, замкнутой частью обращенное на юг.

Гипербазиты вскрытого выработками участка представлены пироксенитами и серпентинитами (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958) предположительно апоперидотитового и аподунитового происхождения. С ними связаны хромиты, талькиты, платина и гидросиликатный никель в коре выветривания. Хромит установлен в шлихах, а также в гальках серпентинита в аллювии и делювии. Найдены также округлые обломки (15 см и более) хромитов в делювии; мелкие зерна хромита сцементированы хлорит-серпентинитовым материалом.

По спектральным данным А. А. Зенковой и Н. М. Матвеевской, в гипербазитах Уксунайского массива установлена платина, которая встречается также в россыпях по р. Ср. Уксунай, реже по р. Б. Иониха, где она ранее добывалась вместе с золотом.

Александровская группа массивов расположена в бассейне правых притоков р. Чумыш — рек Барбаначихи и Калманки. Геологической съемкой и буровыми работами установлено, что гипербазиты, рассеченные многочисленными дайками габброидов, залегают в эффузивно-осадочном комплексе, относимом к верхнему протерозою и нижнему кембрию.

Наиболее крупный из этой зоны **Александровский массив** (12×2 км), так же как и другие, оконтурен по данным магнитной съемки. Э. И. Сидорович в его составе выделил серпентинизированные гипербазиты, гарцбургиты и дуниты, пространственное взаимоположение между которыми не выяснено. На массивах Александровской группы установлена никеленосная кора выветривания линейно-трещинного типа. Разведкой вскрыт полный ее разрез, но руд промышленного масштаба не выявлено.

Озерковско-Баюновская базит-гипербазитовая ассоциация

В юго-западной части Салаира, сгласно В. М. Фисаки И. П. Бойко, среди нижнепалеозойских, а возможно, и более древних пород по геофизическим данным выявлены многочисленные тела основных и ультраосновных пород. Заложенные в местах аномалий Инюшевская, Баюновская, Озерковская скважины выявили серпентиниты, перидотиты и габбро.

Мартыново-Шалапская базит-гипербазитовая ассоциация

В районе между селами Мартыново и Шалап насчитывается 30 тел гипербазитов, из которых наиболее крупный Мартыново-Шалапский массив имеет длину 20 км и ширину 0,8 км на севере и 4 км на юге. Тела гипербазитов расположены в виде двух ветвей, замыкающихся цепочкой мелких тел на юге: восточной, собственно Мартыново-Шалапской ветви, объединяющей наиболее крупные массивы, и западной, Яминско-Камышенской, содержащей мелкие линзообразные тела гипербазитов. В целом гипербазиты располагаются в области сочленения литологически разнородных толщ: существенно осадочной толщи (глинистые, кремнистые, серицитовые и алевритовые сланцы, туфопесчаники, туффиты, туфы, известняки и др.) и существенно эффузивно-туфобрекчиевой (туфопесчаники, туфосланцы, туфы, туфоконгломераты, порфириты, блоки глинистых и алевритовых сланцев и известняков). Массивы пластовой, вытянутой в субмеридиональном направлении формы тел, разбитых на блоки (рис. 16), залегают согласно с вмещающими породами и имеют с ними неровные, но резкие, падающие под массивы тектонические контакты. В разрезе тела — субтрапецоидальны.

Сильная задернованность массивов и развитая на них мощная кора выветривания не позволяют в полной мере выявить петрографический состав пород и получить полную картину их структурно-геологического строения. Разведочные и буровые работы, проводившиеся с целью оценки месторождения гидросиликатного никеля, в большинстве случаев не вскрыли свежих пород.

Детальные исследования Мартыново-Шалапского массива показали, что ведущая роль в его строении принадлежит серпентинитам. Свежие дуниты развиты в южной половине массива, точнее в юг-юго-западных и центральных его частях (Беленинский и Шалапский блоки). Жилы пироксенитов встречаются в восточной, краевой части.

Серпентиниты представлены хризотил-лизардитовыми, антигоритовыми и редко серпофитовыми изотропными разностями. Однако внешние серпентиниты весьма разнообразны по окраске, структурам и текстурам. В эндоконтактовых частях и тектонических зонах внутри массива развиты антигоритовые серпентиниты со скорлуповатым и сланцеватым строением. Серпентиниты порфиробластовой структуры, обусловленной наличием крупных таблиц бастита с реликтами пирок-

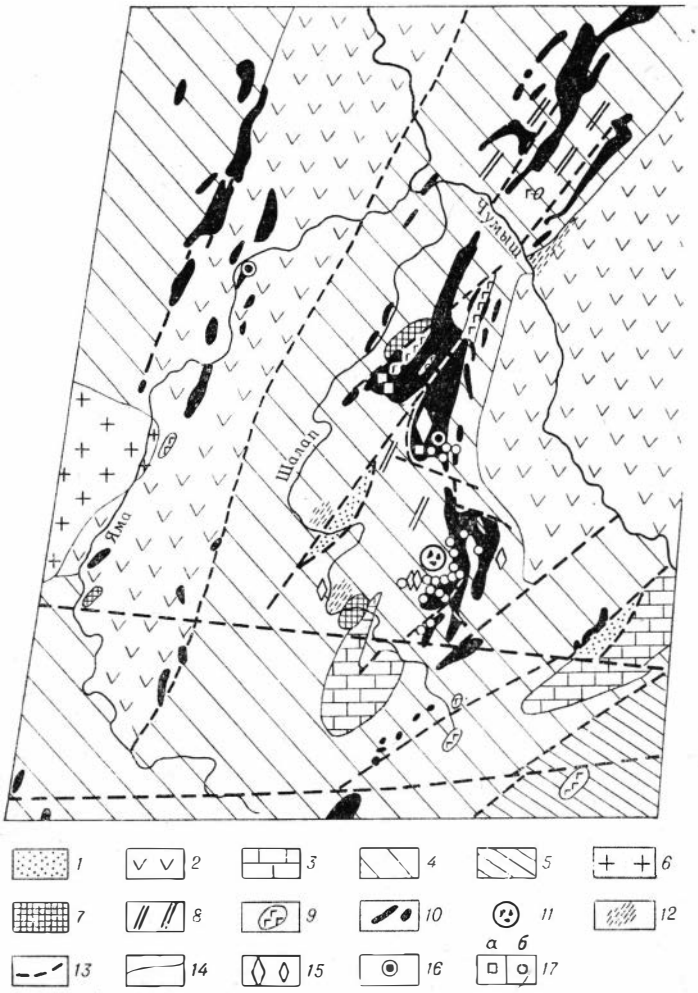


Рис. 16. Геологическое строение Мартыново-Шалапского гипербазитового массива. По В. А. Богдасарову, Э. И. Сидоровичу, П. Е. Казакову и О. Г. Коноваловой.

D_2^1: *1* — известняки, алевролиты, аркозы; $Є_2$: *2* — туфопесчаники, туфосланцы, туфы, туфоконгломераты, порфириты, глинистые сланцы, окремненные аргиллиты, известняки; $Є_1$: *3* — светло-серые тонкоплитчатые мраморизованные известняки; *4* — глинистые сланцы, кремнисто-углистые, кремнисто-серицитовые туфопесчаники, туффиты, туфы, порфириты, кварциты, известково-кварцевые породы, известняки, метаморфические сланцы; *5* — кварциты, кремнисто-углистые сланцы; *6* — гранитоиды, плагиограниты; *7* — гранит-порфиры; *8* — субвулканические и дайковые диабазы, диабазовые порфириты; *9* — габброиды, габбро, диориты; *10* — серпентиниты, перидотиты, пироксениты, дуниты; *11* — ультраосновные брекчии взрыва; *12* — зоны рассланцовки; *13* — дизъюнктивные нарушения; *14* — границы пород. Месторождения, проявления: *15* — магнезита; *16* — никеля; *17* — хромита (*а* — в шурфах, *б* — в скважинах).

сена, можно рассматривать как апоперидотитовые, хотя нередко бастит образует кучечные скопления и жилки.

Серпентиниты содержат тальк, хризотил-асбест, амфиболы, хлорит, карбонат, реже кальциевый гранат, иногда реликты зерен оливина. Из рудных минералов в небольших количествах в них присутствует хромит и магнетит.

Дуниты состоят из оливина, серпентина, хромита и магнетита. Структура породы бластопорфировая, в участках, сложенных серпентином,— петельчатая (табл. I).

Наиболее широким распространением среди пород массива пользуются серпентиниты, по реликтово-псевдоморфным структурам которых их можно считать серпентинизированными гарцбургитами. Основными минералами в них являются хризотил и изотропный серпентин. Первый слагает ячеистые шнуры, обогащенные магнетитом, а второй выполняет внутренние части ячеек. Ячейки иногда заполнены шнурами хризотила или содержат изометричные и вытянутые зерна оливина размером 0,8—5,0 мм. В породе наблюдаются единичные листочки и прожилковатые скопления брусита, гнезда жилки и зонки слабополяризующего серпофита и антигорита. Энстатит или бастит по сравнению с оливином имеет бо́льшие размеры и придает породе порфировидный облик (табл. II).

Хромшпинелид присутствует в породе в виде зерен размером до 1 мм, чаще с заливчатыми бухтообразными контурами.

Пироксениты образуют в восточной части массива мелкие вытянутые дайкообразные тела, отделяемые от вмещающих серпентинитов зонами рассланцевания. Свежие разности пироксенитов обладают светло-серой, зеленовато-серой окраской, от мелко- до крупнозернистого строением и гломеробластовой и бластомилонитовой структурами. Последняя обусловлена наличием порфиробласт из крупных единичных или сросшихся зерен амфиболизированного моноклинного пироксена, располагающихся в основной массе, состоящей из раздробленных более мелких, с расщепленными концевыми ограничениями зерен пироксена, амфибола и пренита. Амфибол бурого цвета, призматической формы развивается по пироксену или находится в сростках с ним. Нередко заметны реликты пироксена в амфиболе, который в свою очередь замещается светло-зеленым игольчатым актинолитом.

Среди серпентинитов, особенно серпентинитов западной полосы, наблюдаются тальковые, тальк-карбонатные, хлоритовые и актинолитовые породы. Они занимают значительные площади и иногда слагают целые зоны.

К полям локализации гипербазитовых массивов приурочены мелкие линейно-вытянутые дайкообразные и относительно крупные изометричные тела габбро. Взаимоотношения габбро с гипербазитами не выяснены, но по некоторым данным можно полагать, что габбро формировались позднее гипербазитов и так же, как гипербазиты, приурочены к аламбайской свите и нигде не наблюдаются среди других более молодых пород. В связи с гипербазитами наблюдаются дайкообразные тела диабазов, а также диабазовых плагиоклазовых и диоритовых порфиритов.

Мартыново-Шалапский массив по масштабам оруденения и качеству руд (см. табл. 8, 9) является перспективным на хромиты. На Белининском участке в пределах одной хромитоносной зоны длиной порядка 600—700 м, представленной слабооруденелыми серпентинитами, расположено два небольших коренных выхода сплошных и густовкрапленных хромитовых руд. На Шалапском участке 10 скважинами и 3 шурфами вскрыты вкрапленные хромитовые руды при мощности их горизонтов по скважинам до 56 м. Рудопроявления выявлены попутно при проведении поисково-разведочных работ на гидросиликатный никель. Последними установлено, что на гипербазитах развита никеленосная кора выветривания линейно-трещинного и контактово-карстового типов. Кора выветривания, в основании представленная бурыми охристо-кремнистыми образованиями, залегает на трещиноватых выщелоченных серпентинитах. Выше располагаются структурный и бесструктурный элювий-нонтронитовые, тальковитовые и охристые глины с желваковыми и жильными скоплениями гидромагнезита, пластами бурых железняков, природно лигированных никелем и кобальтом. Завершается разрез переотложенной корой выветривания.

Шалапское месторождение гидросиликатного никеля обладает хорошими рудами, однако для организации производства запасы их недостаточны.

Комсомольский массив, входящий в Мартыново-Шалапскую ассоциацию, разведывался на хризотиловый асбест.

Заслуживают внимания природно лигированные железные руды, содержащие 40—60% железа, до 1% никеля и до 0,11% кобальта.

Южно-Салаирская зона гипербазитов

Южно-Салаирская зона, прослеживающаяся от с. Воеводского через с. Овсянниково до с. Поповичи и далее на северо-восток, имеет протяженность около 100 км и ширину порядка 6 км. Она расположена в области сопряжения Салаира, Бийско-Барнаульской впадины и Ненинско-Чумышской депрессии.

К этой зоне приурочены интрузии кислого, основного и ультраосновного состава. Последние выделены по данным магнитной съемки. Это Овсянниковская, Дроздовская, Комсомольская, Поповическая магнитные аномалии. Проверочными горными и буровыми выработками установлено, что аномалии обусловлены породами основного и ультраосновного состава. Выявленные массивы залегают среди нерасчлененных протерозойско-нижнекембрийских эффузивно-осадочных отложений, по составу аналогичных таковым Мартыново-Шалапского района.

Массивы сложены амфиболитами, габбро-диоритами, габбро, габбро-пироксенитами, пироксенитами, серпентинитами. По представлению В. И. Лаврентьева, все эти породы связаны между собой постепенными переходами.

Поповическая аномалия имеет форму изогнутой к югу дуги с пятью эпицентрами интенсивностью 3600—4800 γ. Горно-буровыми работами установлено, что тело (1,2×0,8 км) серпентинитов, вызвавшее аномалию, локализуется в южной приконтактовой части сложно построенного массива основных пород. На массиве серпентинитов развита кора выветривания мощностью от 1 до 42 м. По данным спектрального анализа, содержание хрома в коре выветривания и в серпентинитах достигает 1%, никеля — 0,3%, кобальта — тысячные и сотые доли процента. Химическим анализом двух проб установлено 0,21 и 0,26% никеля. Серпентиниты и никеленосные коры выветривания обнаружены также на участках Дроздовской и Комсомольской аномалий. Остальные аномальные участки выработками не проверялись.

Бехтемир-Ощепковская и Россошинско-Марушинская зоны гипербазитов

Указанные зоны прослеживаются по небольшим и редким массивам и линзам ультраосновных пород.

По р. Бехтемир, в районе деревень Березовка, Хуторки, на вершине горы Паршиной и в других пунктах выявлены магнитные аномалии, как показали проверочные горно-буровые работы, вызванные погруженными под рыхлые отложения гипербазитовыми телами.

Паршинский массив (2 км^2) имеет изометричную форму и входит в состав сложной габбро-плагиогранитной ассоциации. Он представлен в различной степени серпентинизированными перидотитами. Это плотные, массивные черные породы с раковистым изломом, с синевато-зеленоватой корочкой выветривания. На фоне скрытокристаллической серпентинитовой массы отчетливо выделяются отдельные крупные зерна частично или полностью баститизированного ромбического пироксена, придающие породе порфировидный облик. Содержание пироксена составляет от 5 до 30% объема породы. Мелкие зерна оливина отмеча-

ются среди серпентина или встречаются в виде включений в ромбическом пироксене. Ромбический пироксен наблюдается в виде широкотаблитчатых зерен размером до 3—4 мм.

В районе дер. Березовки имеются выходы лиственитов с фукситом и повышенным содержанием никеля, кобальта, хрома. В районе с. Россоши у пос. Петровского серпентинизированные гипербазиты вскрыты скважиной на глубине 147 м в эпицентре Россошинской магнитной аномалии.

Из изложенной выше геологической характеристики гипербазитовых массивов Кузнецкого Алатау и Салаира вытекают следующие основные выводы:

1. Кузнецкий Алатау и Салаир, располагаясь в зоне обрамления Сибирской платформы, имеют складчато-глыбовое строение.

2. На их территории насчитывается около 300 ультраосновных массивов площадью около 400 км^2.

3. Подавляющее большинство массивов приурочено к наиболее древним верхнепротерозойско-нижнекембрийским метаморфическим толщам, выступающим в виде срединных массивов и антиклинориев, в центральных районах указанных складчато-глыбовых сооружений. По окраинам, в области их погружения под рыхлые отложения впадин и низменностей, гипербазитовые массивы редки и залегают среди более молодых толщ, вплоть до мезозойских.

4. Массивы гипербазитов имеют резко линейно-вытянутую в меридиональном направлении форму или образуют дугообразные (полукольцевые) зоны, обращенные замкнутой стороной к югу. И одиночные линейные тела, и тела, входящие в зоны, представляют собой будины и тектонические блоки, сопровождающиеся смятием и дроблением вмещающих пород и самих гипербазитов.

5. Тела гипербазитов залегают, как правило, на границе осадочных пород и габброидов. Первые представляют собой осадочный субстрат рамы, вторые — генетически связаны с гипербазитами и отчасти являются апогипербазитовыми производными. С осадочными отложениями массивы гипербазитов имеют тектонические контакты, но в то же время структурно согласуются с ними. Гипербазиты и тесно связанные с ними габброиды слагают базит-гипербазитовые ассоциации. Поскольку вторжение массивов гипербазитов в данные участки земной коры носит тектонический характер и сопровождается динамометаморфизмом и интенсивным их изменением, характеризуемые базит-гипербазитовые ассоциации определяются как тектоно-метаморфические.

6. Все массивы имеют примерно одинаковое зональное строение с такой последовательностью расположения пород (снизу вверх): оливин-антигоритовые, антигоритовые породы, дуниты гарцбургиты, лерцолиты, верлит-дунит-клинопироксенитовый комплекс, пироксениты, полосчатые габброиды, эффузивовидные дайкообразные брекчированные породы.

7. Среди пород, слагающих ультраосновные массивы Кузнецкого Алатау и Салаира, преимущественным распространением пользуются серпентиниты и гарцбургиты.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ТИПОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Распространение главных петрографических разновидностей ультраосновных пород и сопутствующих им габброидов в Кузнецком Алатау и на Салаире приведено в табл. 1 и в гл. I.

Ранее отмечалось, что гипербазитовые массивы и базит-гипербазитовые ассоциации в целом имеют вертикальную зональность. В массивах она выражается расположением (снизу вверх): антигоритовых

серпентинитов, оливин-антигоритовых гнейсовидных пород (штубахиты по Варлакову, 1973; кливажированные дуниты по Пинусу, Велинскому и др., 1973; войкариты по Савельеву, Савельевой, 1969; деформированные оливиниты по Приходько, Бехтольд, 1974; и т. п.), дунитов, гарцбургитов, полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, пироксенитов. Выше полосчатого комплекса и пироксенитов следуют уралит-клиноцоизитовые, роговообманковые, пироксен-плагиоклазовые, оливиновые габброиды с гнездами горнблендитов и габбро-пегматитов. И в самом верху располагаются брекчированные дайкообразные тела габбро-диабазов, габбро-диоритов, порфиритов и т. п. Переходы от одних разновидностей к другим постепенные и сопровождаются их чередованием.

Отмеченная вертикальная зональноость в общих чертах выдерживается во всех кольцевых линейных базит-гипербазитовых ассоциациях, хотя полностью представлена всеми членами не всегда. Это зависит от глубины эрозионного среза и степени обнаженности. Наиболее ярко зональность проявляется в базит-гипербазитовых ассоциациях гор Чемодан, Становой Хребет, горы Медвежьей, а также в Тогул-Сунгайском, Верх-Аламбайском массивах.

Дуниты, серпентинизированные дуниты распространены в массивах довольно широко и занимают 10—20% их объема. Дуниты располагаются на разных вертикальных уровнях массивов, но их крупные тела находятся в южных, нижних, частях, образуя своеобразные «дунитовые ядра» или «подводящие каналы» массивов (гора Становой Хребет, массивы — Ивановский, Заячий, Мартыново-Шалапский, Тогул-Сунгайский, Успенский). К этим крупным телам дунитов приурочено наиболее ценное в практическом отношении хромитовое оруденение. Полосы дунитов, как правило, содержатся в полосчатом дунит-верлит-клинопироксенитовом комплексе в краевых и верхних частях перечисленных массивов, а также в Черноозерском, Саланском, Викторьевском, Верх-Аламбайском, Глазырихинском (см. табл. 1).

В зонах перехода дунитов в перидотиты развиты дуниты с реликтовой структурой перидотита. В составе дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса практически участвуют не дуниты, а серпентиниты с густой вкрапленностью хромшпинелида. Их породообразующий серпентин аналогичен серпофиту оторочек рудных тел и по однородному строению, отсутствию псевдоморфно-реликтовых структур перидотита и химическому составу определяется как аподунитовый. В массиве гор Зеленой, Северной и Бархатной широко распространены линейно-вытянутые полосы форстерититов (см. раздел «Метаморфизм»). В перидотитах и в крупных телах дунитов в виде пятен и гнезд закартированы пегматоидные, перекристаллизованные и углеродистые дуниты.

Дуниты состоят из оливина (80—97%), серпентина (2—16%), хромшпинелида (1—2%). В отдельных случаях в них присутствуют призматические зерна ортопироксена (1—2%), неправильные выделения диопсида. Магнентит, постоянный минерал дунитов, развивается по хромшпинелиду или присутствует в виде струйчатых, петлевидных, прожилковатых и кучечных скоплений по границам или внутри зерен оливина, а также в серпентине. В качестве продуктов вторичных изменений в дунитах наблюдаются брусит, тальк, карбонаты. Все разновидности дунитов относятся к маложелезистым. Железистость оливина варьирует от 5,3 до 11,2, в среднем составляя 9,2; показатели преломления (40 замеров) таковы: $Ng = 1{,}698—1{,}682$; $Np = 1{,}646—1{,}660$; $Nm = 1{,}680$; $2V = 80—88°$.

Хромшпинелид представлен чаще идиоморфными или растянутыми по трещинкам зернами, иногда раскрошен и обрастает магнетитом.

Брусит в виде агрегата пластинок с розовато-кремоватыми цветами интерференции образует самостоятельные прожилки или кучеч-

ные скопления. В дунитах в небольших количествах (доли процента) он встречается повсеместно, и лишь в отдельных локальных зонах содержание его заметно увеличивается.

Карбонатизация во всех породах массивов, в том числе и в дунитах, проявляется широко. Особенно заметна она в массиве гор Зеленой, Северной. Магнезиальный карбонат заполняет поры, пустоты и трещинки в дуните (табл. II). По данным химических анализов содержание двуокиси углерода в дунитах достигает 0,7%, а окиси кальция варьирует от следов до 0,84% (см. табл. 2).

Отальковании отмечается на участках массивов, примыкающих к гранитоидам. Тальк образуется главным образом по краям зерен ромбического пироксена, а хлорит — вокруг зерен хромшпинелидов и в виде прожилковатых агрегатов совместно с магнетитом и серпентином.

При широком развитии процессов карбонатизации, хлоритизации, бруситизации, антигоритизации для дунитов в целом характерна свежесть и текстурно-структурная невыдержанность, а также постоянный форстеритовый состав оливина.

Все ниже характеризуемые типы дунитов практически отличаются только текстурами и структурами, в числе которых преобладают: кристаллобластовая, гетеробластовая, бластопорфировая, пранонематобластовая, параллельно-пластинчатая.

Равномерно-среднезернистые дуниты слагают в массивах наиболее крупные поля. Они состоят из оливина (80%), серпентина (15%), брусита+магнезита+магнетита и хромшпинелида (5%). Породы имеют кристаллобластическую, параллельно-пластинчатую и гранобластическую структуры, на отдельных участках переходящие в псевдопойкилитовую.

Оливин образует крупные таблитчатой формы зерна до 1—4 мм в поперечнике, в которых сохранились реликты серпентина величиной 0,4—0,5 мм. Таблицы оливина имеют неправильные бухтообразные контуры и обнаруживают сложную ячеистую систему трещинок, иногда два направления спайности. В трещинках содержится полуизотропный серпентин, а по спайности развивается поперечно-волокнистый хризотил, который образует в породе также гнезда и прожилки. Реже к спайности приурочен крупнопластинчатый антигорит. В хризотиловых жилках присутствует пылевидный магнетит и мелкопластинчатый брусит, агрегаты которых вытянуты под углом к направлению спайности. По трещинкам дробления породы—признаки ее перекристаллизации в микрогранобластовый агрегат оливина и магнетита.

Хромшпинелид присутствует в виде идиоморфных зерен.

Другая разновидность равномерно-среднезернистых дунитов представляет собой массивную темно-зеленую породу мелкозернистой структуры, сложенную плотно прилегающими друг к другу зернами оливина неправильной, часто столбчатой вытянутой формы. Ориентировка вытянутости зерен беспорядочная. Оливины разбиты многочисленными параллельными трещинками кливажа, к которым приурочены пластинки антигорита, образующего также крупные скопления по границам зерен оливина. Пластинки брусита образуют прожилки. Хромшпинелид распределен неравномерно; вкрапленные зерна (0,1—0,2 мм) его обрастает мелкозернистый магнетит. Магнетита в этих разностях содержится до 15%. Характер распределения неравномерной сыпи магнетита в оливине служит косвенным доказательством образования оливина в результате перекристаллизации или дегидратации серпентинита. По-видимому, перекристаллизация сопровождалась понижением железистости породы с выделением магнетита.

Дуниты с реликтовой структурой перидотитов. Геологический разрез, составленный по обнаженным бортам р. Кедровки, кл. Хромитового и дополненный далее шурфами, позволил наблю-

дать непрерывный непосредственный переход от гарцбургитов (0,5 км ниже устья кл. Хромитового) со свежим бронзитом к породам, в которых он замещается обычно оливин-магнетитовыми, реже тремолит-магнетитовыми или серпентин-магнетитовыми агрегатами. С приближением к контакту с гранитами порфиробласты перидотитов в краевых частях состоят из тонкозернистого оливина, а в центральной части заполнены тонколистоватым тальком. Среди описываемых преобладают породы с оливин-магнетитовыми «порфиробластами», по составу соответствующие дунитам, а по структуре — перидотитам. Такие породы, названные нами дунитами с реликтовой структурой перидотитов, широко распространены во всех массивах и обычно относятся исследователями и к перидотитам, и к дунитам. В некоторых случаях они чередуются с оливин-антигоритовыми породами.

Далее по разрезу дуниты утрачивают «порфировидную» структуру и становятся равномерно-среднезернистыми. Последние слабо серпентинизированы и содержат гнезда, пятна пегматоидных и углистых дунитов.

Дуниты с реликтовой структурой перидотитов встречаются среди равномерно-зернистых (кл. Маралий, гора Бархатная), и наоборот, в поле развития дунитов с реликтовой структурой перидотита (кл. Хромитовый, гора Зеленая) содержатся участки дунитов без признаков таковой. По-видимому, эти две разновидности дунитов образовались одновременно, в результате единого этапа метаморфизма, но его процессы обусловили сохранение реликтов первоначальных пород в одном случае и полностью переработали их — в другом.

Дуниты с реликтовой структурой перидотитов — массивные породы с такситовой порфировидной структурой, состоящие из оливина, серпентина, значительного количества (до 15%) магнетита, хромита, талька, тремолита, купфферита и брусита.

Реликтовая структура в них выражена наличием крупных оливин-серпентин-магнетитовых или серпентин-магнетитовых участков, образовавшихся, по нашему мнению, по ромбическому пироксену или баститу. Эти участки выделяются на фоне оливин-серпентиновой основной массы темными пятнами или своеобразными «порфиробластами».

Основная масса породы сложена серпентином и оливином. Мелкие изометрические участки оливина как бы сцементированы короткими, ориентированными в двух направлениях листочками, а иногда более крупными вытянутыми пластинками антигорита. Отдельные реликтовые зерна оливина замещены волокнистым сфероидально угасающим хризотил-асбестом. В оливине основной массы на отдельных участках отчетливо проявляется спайность, по которой развивается крупноволокнистый серпентин. Степень серпентинизации такого оливина составляет не более 10%. Этот оливин с ясно выраженной спайностью иногда преобладает в породе. По составу он также соответствует слабожелезистому форстериту ($Ng=1{,}682$; $Np=1{,}646$).

Оливин-магнетитовые псевдоморфозы по пироксену, довольно крупные, размером от 1,1×0,7 до 3,8×2,3 мм, сохраняют таблитчатую форму или несколько растянуты в результате сдвига и дробления по трещинам. Они имеют весьма сложное строение. Центральная часть таблицы представлена агрегатом столбчатых и длиннопризматических зерен оливина, причем вытянуты все зерна по направлению спайности первичного минерала. По границам призмочек оливина в псевдоморфозе располагается тонкая сыпь магнетита; таким образом, образуется параллельно-полосчатый агрегат. Края зерен бывшего пироксена замещаются тонким агрегатом зерен оливина, серпентина, магнетита, иногда талька, тремолита, купфферита. В других случаях «порфиробласты» в краевых частях состоят из тонкозернистого оливина, а их центральные части заполнены тонколистоватым тальком. Магнетит в этих случаях отсутствует. Реже «порфиробласты» сложены войлоком игольчатых кри-

сталлов тремолита или микроантигорита и оливина. Магнетит в таких псевдоморфозах содержится в виде тонкой «сыпи» и в виде более крупных вкрапленников и цепочек зерен. Вообще псевдоморфозы обогащены магнетитом (табл. IV). Трещинки дробления в породе выполнены микроантигоритом, бруситом и магнетитом. Зерна хромшпинелида, обычно мелкие по размерам, растянуты по трещинкам дробления.

Пегматоидные дуниты расположены в полях развития равномерно-среднезернистых дунитов, иногда перидотитов в верхних частях массивов. Они слагают различной мощности (от единиц до десятков метров) тела, имеют характерную светлую желтовато-сероватую окраску и глиноподобные продукты выветривания.

По составу такие дуниты не отличаются от вмещающих их равномерно-зернистых дунитов, но имеют крупно- до гигантозернистого строение с кристаллами оливина до 4×4 см. Оливин образует вытянутые зерна с округленными гранями и редкими четкими трещинками спайности, по которым развиваются узкие пластинки антигорита. Неправильные нитевидные трещинки в нем выполнены зеленоватым хризотилом (табл. III), а местами — пылевидным магнетитом совместно с хризотилом. Хромшпинелид встречается в виде округлых субизометрических зерен. Породы иногда содержат жилки карбоната. Подобные образования описаны Г. М. Виноградской (1954), Н .М. Успенским (1965)

Дуниты перекристаллизованные (табл. V) встречаются во всех частях массивов, слагая небольшие по величине жило- и линзообразные тела, приуроченные к местным нарушениям и локальным зонам смятия. Это мелкозернистые темно-серые, почти черные, иногда крупнозернистые желто-серые породы с массивной текстурой. Под микроскопом они имеют четко выраженную гранобластовую, реже нематобластовую структуру. Минеральный состав их: оливин, антигорит, тремолит, карбонат, хлорит, тальк, хромшпинель, сульфиды, обильный магнетит. При скрещенных николях вырисовывается первичная панидиоморфно-зернистая структура, при этом зерна первичного минерала замещаются агрегатом мелких (0,02—0,05 мм) округлых зерен оливина. Они имеют в пределах замещенного зерна одинаковую оптическую ориентировку.

В серпентинизированных перидотитах и дунитах отмечаются небольшие прожилковые участки, сложенные гранобластовым оливином с размером зерен 0,1—0,2 мм (рис. 17, 18). В промежутках зерен оливина располагается агрегат из пластинок антигорита, а иногда наоборот, между пластинчатыми агрегатами антигорита содержатся гранобластовые зерна оливина. По структурным взаимоотношениям оливин и антигорит образовались одновременно (см. рис. 17). Для этих пород

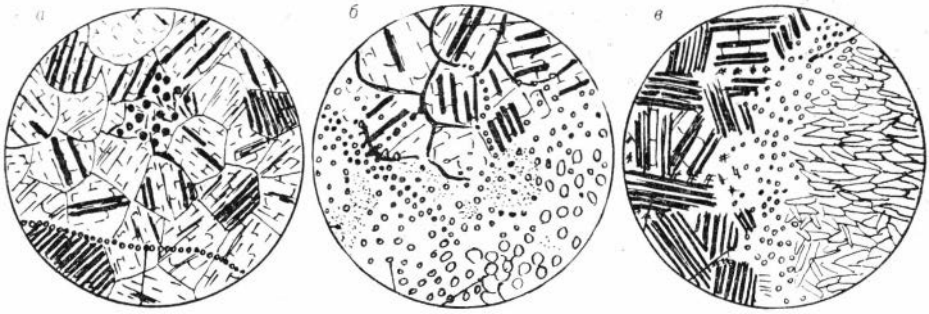


Рис. 17. Явления перекристаллизации в гарцбургитах, дунитах и серпентинитах.

а — перекристаллизация в гарцбургите. Призматические зерна оливина с весьма совершенной спайностью замещаются грубоволокнистым антигоритом (жирные линии). Пироксен (жирные точки) замещен смесью тремолита и гранобластового оливина. Последний развивается также по трещинкам в породе; *б* — перекристаллизация раздробленных зерен оливина, массив Северный; *в* — полоса гранобластового оливина (в центре) на контакте серпентинита (слева) и мелкозернистого призматически-зернистого оливина (справа).

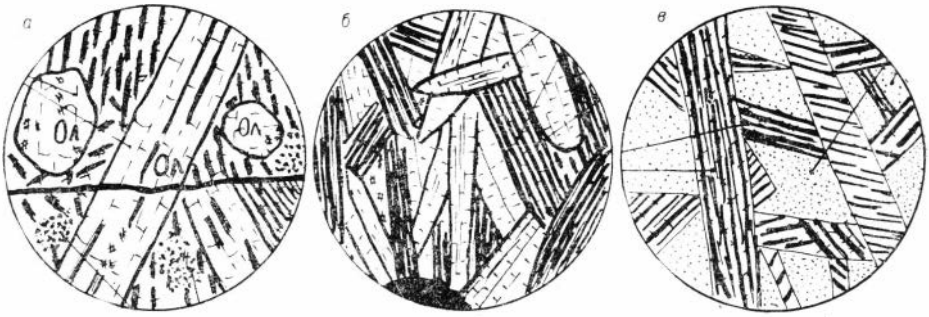


Рис. 18. Форстеритит.

а, б — крупные призматические, нередко сильно вытянутые зерна оливина (Ол) с совершенной спайностью и антигорита (жирные линии). Участки с точками — карбонат; *в* — грубоволокнистый антигорит, в интерстициях — карбонат.

характерно присутствие карбоната, который образует кучечные скопления, прожилки, а иногда довольно крупные идиоморфные кристаллы его заполняют интерстиции между зернами оливина и серпентина. В породе содержатся хромшпинелид (1—2,5%) и сульфиды (пирротин?).

Углистые дуниты слагают Ивановский массив в группе массивов гор Чемодан — Становой Хребет. Это массивные, окрашенные в черный цвет с шоколадно-коричневым оттенком породы с множеством нитевидных бессистемных трещинок, выполненных углевидным веществом (табл. VI). Порода, раскалываясь по этим трещинкам приобретает черный цвет с металлическим блеском.

Минеральный состав породы: оливин, серпентин, хромшпинелид, тремолит, углистое или углевидное вещество. Оливин свежий, образует вытянутые субпрямоугольные кристаллы с облачным угасанием, а также мелкие гранобластовые агрегаты. По составу оливин относится к форстериту с 5—10% фаялитовой молекулы. Для углистых дунитов характерно развитие «метельчатых» агрегатов тремолита.

Детальная магнитная съемка выявила над дунитовым телом магнитную аномалию с интенсивностью до 13 000 γ, тогда как для обычных дунитов установлена интенсивность в 1000 γ. Причины, вызвавшие аномалию, остались невыясненными. По химическому составу (см. табл. 2) углистые дуниты ничем не отличаются от других «немагнитных» дунитов.

Углистые дуниты, вскрытые шурфами в истоках кл. Хромитового, на водоразделе кл. Кедрового и р. Красной Речки (см. рис. 4) имеют отчетливо выраженную овально-пятнистую, напоминающую хондровую структуру и содержат, по данным биохимического анализа, 0,11% органического углерода и 0,004% светло-желтого парафинистого битума.

Оливинит по пироксениту (табл. VII). По структуре это пироксенит, призматические зерна которого заполнены мелкими до скрытокристаллических гранобластическими агрегатами оливина. Восьмиугольные, слегка овальные кристаллики оливина ориентированы по двум направлениям спайности замещаемого ими зерна пироксена и угасают в его пределах одновременно. В породе наряду с оливином развиваются струйки магнетита, поэтому оливиниты характеризуются сильными магнитными свойствами, т. е. Ir до $25000 \cdot 10^{-6}$ СГС и более. Содержание в них FeO до 8%, Fe_2O_3 2—3%. Состоят эти породы из оливина (80—85%), антигорита (10—15%), карбоната, хромшпинелида. Реликтов пироксена не сохранилось и о его существовании можно судить лишь по реликтовой структуре и характеру спайности замещенного минерала.

Оливин-антигоритовые породы. Линзовидно-дугообразные и лентообразные тела этих пород располагаются параллельно кон-

такту массивов в их краевых зонах. Они чередуются с такими же по форме телами антигоритовых серпентинитов, серпентинитовых сланцев, брекчий. Типичные разности этих пород наблюдаются в массивах гор Становой Хребет и горы Северной, где они имеют очковое строение и состоят из серых линзовидно-полосчатых скоплений оливина, чередующихся с крупночешуйчатыми и игольчатыми агрегатами антигорита, часто плойчаты. Наряду с участками существенно оливиновыми в породе находятся участки существенно и чисто серпентиновые. Породы обладают катакластической и бурундучной структурами, состоят из форстерита (55%), антигорита (40%), магнетита (2—3%), брусита и карбоната. Зерна форстерита ($Ng=1{,}682$) имеют таблитчатую, иногда линзовидную форму, а в результате катаклаза и серпентинизации они как бы «расщеплены» на серию параллельных пластинок, перемежающихся с антигоритом. Такие зерна из пластинок свежего оливина и серпентина приобретают внутреннее тонкополосчатое «бурундучное» строение (табл. VIII); пластинки оливина и серпентина изогнуты, плойчаты, иногда растянуты и смещены относительно друг друга. В то же время оливин настолько свеж, что его следует считать за вновь образованный, а не реликтовый. В каждом зерне пластинки оливина имеют одинаковую ориентировку и одновременно угасают при скрещивании николей. Величина зерен оливина 1—2 мм в поперечнике, ширина пластинок внутри зерен 0,2—0,3 мм. Антигорит грубопластинчатый, редко—мелкопластинчатый. Серия тонких пластинок сливается в таблицеобразные или линзовидные агрегаты, в которых пластинки субпараллельно изогнуты и микроплойчаты. Карбонат (магнезит $No=1{,}695$) слагает линзовидные и жилообразные агрегаты таблитчатых и ромбовидных зерен, располагающихся между таблицами оливина и антигорита без следов их пересечения, т. е. формируется скорее всего одновременно с ними. Брусит образует жилки из мелкопластинчатых зерен, рассеченных более поздними жилками антигорита. Линзовидно-полосчатое строение, обусловленное чередованием линзовидных, существенно оливиновых участков с крупночешуйчатыми антигоритовыми, придает породе сходство со слюдяными гнейсами (табл. VIII).

В юго-западной части массива Становой Хребет закартированы дуниты, по трещинам отдельности в которых антигорит развивается в виде червеобразных микрожилок по двум направлениям, образуя ромбоэдрическую сетку.

В основной массе породы также содержатся кучечные скопления и отдельные зерна антигорита. Общее количество антигорита в породе составляет 5—10, реже 15—20%, оливина 20—70%, хризотила+лизардита 10—20%, магнетита около 1%.

Макроскопически такие дуниты очень характерны. На фоне однородной темно-зеленой или серовато-желтой массы четко выделяются и при выветривании выступают гребешками на поверхности зеленовато-голубоватые, с белесовым оттенком антигоритовые жилки и отдельные его баститовидные зерна. Один зальбанд жилки очень четкий, второй — расплывчатый, с постепенным уменьшением содержания антигорита в породе. Антигорит в жилке образует беспорядочно ориентированные зерна призматической формы (0,2—0,8 мм). Основная оливиновая масса состоит также из микроантигорита, хризотила и беспорядочно располагающихся пластинок и полос крупнозернистого антигорита. Границы пластинок последнего расплывчатые. Среди призм антигорита в его жилках сохраняются вкрапленники хромита с серпентинитовой оболочкой. Хромит, кроме того, неравномерно рассеян в массе дунита в виде слабоидиоморфных зерен (0,06—0,5 мм). Мелкозернистый магнетит образует в породе кучечные скопления.

Форстерититы имеют реликтовую лепидонематобластовую структуру с элементами гранобластовой. Длиннопризматические кри-

сталлы оливина, перекрещиваясь, образуют псевдоофитовую структуру (табл. IX, *а*). Кроме оливина, который составляет 60—70% объема породы, в ней содержатся небольшие количества талька, антигорита, пироксен, хромит, магнетит, карбонаты.

Вытянутые призматические кристаллы форстерита ($Ng=1{,}694$; $Np=1{,}660$; $2V=88°\pm2$) слагают основную массу породы. В интерстициях между призмами форстерита содержатся микроантигорит, карбонат, хромшпинелид, магнетит, иногда тальк, редко пироксен (см. рис. 17, 18).

Участки породы, существенно состоящей из форстерита, чередуются с участками, в которых вместо призм форстерита занимает грубопластинчатый антигорит, ассоциирующий с крупношестоватым тремолитом, карбонатом, лизардитом, изотропным серпентином (табл. IX, *б*). По структуре и размеру призм-пластинок форстеритовые и антигоритовые участки аналогичны.

Форстерititы образуются в узких локальных зонах в контактовых частях вблизи лиственитов.

В массиве горы Зеленой встречаются жильные тела, состоящие из длиннопризматических кристаллов форстерита и ромбоэдральных зерен магнезита ($No=1{,}710$). Степень идиоморфизма того и другого одинаковая.

Перидотиты — наиболее распространенная разновидность среди ультраосновных пород массивов. Они слагают обычно их верхние части (перидотитовые покрышки), контактируя снизу с дунитами, а сверху с полосчатым комплексом и с габброидами. Иногда небольшие по размерам их блоки обнаруживаются в других частях массивов среди дунитов или габброидов. Из перидотитов преобладают гарцбургиты; верлиты и лерцолиты в ультраосновных массивах занимают небольшой объем. Неизменные перидотиты — гарцбургиты встречаются гораздо реже «свежих» дунитов. Они обнаруживаются в районе гор Чемодан, Становой Хребет, Бархатной, Северной, в очень небольших объемах (в скважинах) в Тогул-Сунгайском и Мартыново-Шалапском массивах.

Ромбический пироксен в них представлен энстатитом или бронзитом, но чаще в шлифах наблюдаются только их реликты или вторичные продукты замещения. Последние довольно разнообразны. Их состав и содержание изменяются в широком диапазоне на небольших расстояниях, а также различаются по массивам.

Из вторичных процессов изменения перидотитов преобладают микроантигоритизация, оливинизация, отальковании, реже — баститизация, амфиболизация (тремолит, купфферит). Всем названным минералам всегда сопутствует обильная вкрапленность магнетита.

Гарцбургиты — желтовато-серые среднезернистые порфировидные породы, состоящие из оливина (65—70%), энстатита или бронзита (25—30%). В меньшем объеме присутствует серпентин (10—35%) и в незначительном — хромшпинелид, магнетит, тальк, тремолит и амфиболасбест.

Оливин образует агрегаты таблитчатых и гломеробластовых зерен размером от 0,01 до 5 мм в поперечнике. Содержание фаялита в оливине составляет 8—10%, $2V=86$—$90°$; $Ng=1{,}683$—$1{,}696$; $Np=1{,}655$.

Ромбический пироксен представлен ксеноморфными зернами (табл. II, X, *а*) и их сростками в виде овальных гнезд. По оптическим свойствам ($Ng=1{,}663$—$1{,}694$; $Np=1{,}654$—$1{,}686$; $2V=80$—$88°$) он принадлежит бронзиту и энстатиту с железистостью, равной 8—23 (по Н. Д. Соболеву, 1952). По краям зерен пироксена почти всегда развивается тонкая кайма мелкопластинчатого талька, мелкие зерна пироксена нацело разложены и превращены в агрегат серпентина и талька. В районе горы Северной энстатит с краев замещается мелкозернистым оливином (форстерит $Ng=1{,}683$), а в центральной части зерен — агре-

гатом талька. Значительно реже по пироксену развивается бастит (табл. X, *б*) (Мартыново-Шалапский массив, гора Северная); слабо серпентинизированный гарцбургит горы Бархатной содержит зерна ортопироксена с жилками оливина. По краям зерен пироксена развивается амфибол-асбест, а по спайности — хризотил и карбонат. В этом же массиве отмечалось замещение бронзита купфферитом. По границам зерен оливина и пироксена развиты жилки и гнезда микроантигорита с магнетитом.

Тремолит представлен шестоватыми и игольчатыми зернами, реже их агрегатами, распределенными в породе неравномерно. Тяготеет к границам зерен оливина и бронзита; при этом он постепенно захватывает внутренние части зерен, с поперечным расположением к их краям игольчатых агрегатов. В других случаях шестоватые агрегаты тремолита развиваются только по бронзиту. По тремолиту нередко развивается тальк.

Хромшпинелид встречается единичными идиоморфными зернами или кучечными скоплениями, реже — в виде скелетной формы кристаллов. Иногда он концентрируется между зернами оливина и образует неправильной и червеобразной формы включения в ромбическом пироксене. Зерна хромшпинелида просвечивают буровато-красным цветом и в наиболее крупных его зернах (0,6 мм) отмечаются включения оливина.

Верлиты формируются в апикальных и краевых частях массивов в ассоциации с пироксенитами и аподунитовыми серпентинитами, чередуясь с ними. Это серовато-зеленые массивные мелкозернистые породы порфиробластовой и очковой структуры, состоящие из моноклинного пироксена (10—40%), оливина (20—25%), серпентина (20—40%), актинолита, карбоната, хромшпинелида. Моноклинный пироксен образует неравномерно расположенные зерна неправильно-призматической формы (0,6—2 мм). Бо́льшая часть его зерен замещается серпентином, актинолитом, карбонатом и магнетитом. Волокна амфибола и струйки магнетита ориентированы по спайности пироксена. Границы зерен измененного пироксена хорошо сохраняются, подчеркиваются каемками магнетита. В основной серпентиновой массе породы содержатся мелкие зерна оливина, который цементируется сравнительно однородным агрегатом из удлиненных с расплывчатыми контурами пластинок антигорита. Они обычно располагаются по двум взаимно перпендикулярным направлениям или вдоль трещинок. Серпентин сопровождается выделениями магнетита, образующего каемки по границам зерен оливина, а также струйчатые скопления.

В перидотитах верлитового состава встречаются овально-ячеистые участки, сложенные оливин-серпентиновым агрегатом в бурой изотропной массе, ксеноморфные промежутки между которыми выполнены параллельно-пластинчатым серпентином, тремолитом (угол погасания 19°), моноклинным пироксеном (угол погасания относительно спайности 39°). Ксеноморфные лапчатые или скелетные образования пироксена переполнены землистыми продуктами, а по его спайности концентрируется магнетит. Последний окаймляет также овалы и ячейки серпентина, в которых содержатся мелкие зерна оливина.

Вместе с пироксеном, тремолитом и серпентином между овалами обнаруживается хромшпинель, скопления мелких зерен и струйки карбоната.

Лерцолиты встречаются довольно редко, обычно в приконтактовых и верхних частях массивов, вблизи контактов с телами магматических пород, где в них отмечается порфиробластовая и пойкилитовая структуры (массивы гор Становой Хребет, Зубчатой).

Лерцолиты — массивные плотные темно-зеленые породы, внешне мало отличающиеся от гарцбургитов, состоят из серпентина, моноклин-

ного пироксена, бастита, оливина, антигорита, хризотила, микроантигорита, хромшпинели, магнетита и карбоната.

Моноклинный пироксен составляет 10—15% объема породы, имеет буроватый оттенок в проходящем свете, образует изометричные зерна и иногда замещается актинолитом. По крупным трещинам в нем развивается хризотил с магнетитом и хромшпинелью. Принято считать, что бастит представляет ромбический пироксен.

Оливин присутствует в виде мелких редких зерен среди петельчатого хризотила и перекрещенно-пластинчатого антигорита. Петли и полосы серпентина подчеркнуты цепочками магнетитовой сыпи. В породе иногда наблюдаются участки линзовидной формы, сложенные равномерно раскристаллизованным бесцветным микроантигоритом.

Хромшпинель присутствует в значительных количествах. Она вместе с магнетитом выполняет трещинки в зернах пироксена, образуя неправильные скопления, а также рассеяна в виде вкрапленности по всей массе породы.

Лерцолиты пойкилитовой структуры выявлены в южной части массива горы Северной (см. рис. 7). В породе содержится: оливин (40—60%), и пироксены — ромбический (20—30% и моноклинный (20—30%), хлорит, карбонат, тремолит, брусит, магнетит.

Пойкилитовую структуру создают крупные таблитчатые зерна ромбического пироксена с округлыми вростками оливина. Ромбический пироксен в малоизмененном виде встречается редко, обычно его замещает бастит и бледно-зеленоватый, с низкими сине-фиолетовыми цветами интерференции хлорито-серпентин или иддингсит.

Моноклинный пироксен (диаллаг) развит в виде овальных и призматических, со скошенными углами зерен. Он замещается вначале бесцветным тремолитом, который образует бесформенные участки, а позднее желтовато-зеленым хлоритом и бурым карбонатом в тонкозернистых агрегатах. Иногда в ассоциации с хлоритом встречается брусит.

Оливин, как и в гарцбургитах, имеет состав слабожелезистого форстерита ($2V=86—88°$). Порода содержит 5—10% магнетита. Последний располагается в трещинах совместно с хризотилом, в виде тонкой сыпи равномерно распределяется в порфиробластах бастита и образует крупные, неправильной формы скопления.

Серпентиниты — одна из наиболее распространенных петрографических разновидностей массивов. В одних случаях в них удается определить по реликтам структуры первоначальную породу, в других этого сделать невозможно.

К аподунитовым серпентинитам мы относим массивные однородные темные зеленовато-серые и желто-зеленые породы, сложенные хризотилом и лизардитом зонально-ячеистого строения. Зональное строение ячеек подчеркивается полосками магнетита.

Внутри петель — ячей содержится оливин (табл. I, *а*). К этой же разновидности относятся серпентиниты, состоящие из струйчатых агрегатов микроантигорита и оливина, располагающихся в полуизотропной серпентин-магнетитовой массе (табл. I, *б*). Микроантигорит переходит в отдельных участках в листоватый, собранный в метелки и розетки антигорит. Иногда среди микроантигорита обнаруживаются обрывки хризотиловых «шнуров».

Серпентиниты, образующиеся по перидотитам, отличаются от аподунитовых наличием реликтов пироксена (табл. II) или псевдоморфоз по нему, выделяющихся в виде бастита (табл. X, *б*). Они слагают почти всю центральную часть Прокопьевского, Семеновского, Тогул-Сунгайского, Мартыново-Шалапского массивов и значительные участки в массивах гор Становой Хребет, Бархатной, Северной. Это различных

оттенков сырые плотные мелкозернистые пятнистые породы, состоящие в основном из серпентина, магнетита, хромита, реликтов оливина и пироксена. Часто в их составе присутствует тальк, актинолит, тремолит и амфибол типа купфферита или куммингтонита, развивающихся по пироксену, и карбонат.

Среди полностью серпентинитовых разностей выделяются хризотиловые, антигоритовые и смешанного состава серпентиниты. Хризотиловые серпентиниты самостоятельных крупных тел не образуют. Наблюдения показывают, что хризотил, лизардит и изотропный серпентин чаще ассоциируют в породах массивов с оливином, пироксеном или их реликтами. Антигорит образуется в более поздние стадии серпентинизации. Антигоритовые серпентиниты слагают относительно крупные линзообразные тела в приконтактовых частях массивов (табл. XI). Более поздними по отношению к выше названным являются офит или серпофит и радиально-лучистый хлорито-серпентин. Подобная закономерность образования серпентинитов отмечается большинством исследователей.

В пределах массивов в зонах тектонических нарушений широко распространены серпентинитовые сланцы и серпентинитовые брекчии.

В полосчатом дунит-верлит-клинопироксенитовом комплексе наблюдается чередование полос размером от 1 мм и нескольких сантиметров (табл. XII) до десятков метров аподунитовых серпентинитов, пироксенитов (чаще диопсидитов) и верлитов. Переходы между разновидностями довольно резкие, но неровные, иногда постепенные. Комплекс этих пород отмечается во внутрикольцевой эндоконтактовой зоне массивов.

Дуниты полосчатого комплекса, точнее аподунитовые серпентиниты,— плотные тонко- и среднезернистые темные, до черно-зеленого цвета, породы с повышенной вкрапленностью хромшпинели и магнетита. В выветрелом состоянии они нередко имеют характерный фисташково-зеленый цвет. Под микроскопом в таких аподунитовых серпентинитах устанавливаются реликты петельчатой структуры оливина. Минеральный состав: хризотил, антигорит, хризотил-асбест, хромшпинель, магнетит. На более ранней стадии серпентинизации порода замещалась хризотилом, который развивался по петельчатым трещинкам. Затем он почти полностью заместился антигоритом и сохранился лишь в виде реликтов. Последние подчеркивают иногда овальные контуры зерен первичного оливина или располагаются параллельно. Антигорит образует сравнительно однородный агрегат пластинок до 0,3 мм в длину, расположенных перекрещенно. Хромшпинель (10%) образует в породе почти равномерную вкрапленность. Размер наиболее крупных зерен 0,6 мм, форма их характеризуется слабым идиоморфизмом. В центральных частях зерен хромшпинель слабо просвечивает темно-красным цветом. Магнетита в породе мало, а при ее перекристаллизации он подвергается перераспределению, концентрируясь в мелкие компактные скопления или в виде щеток обрастает вкрапленники хромшпинели.

Пироксениты полосчатого комплекса представлены средне- и крупнозернистыми до гигантозернистых диопсидитами, диаллагитами и авгититами. Широко распространены оливиновые пироксениты или обогащенные пироксеном перидотиты.

Диаллагиты имеют аллотриоморфно-зернистую, на отдельных участках сланцевую структуру. Основным породообразующим минералом (70—75%) является диаллаг с характерной для него отдельностью, меньше развит серпентин (антигорит и хризотил) — 20—25%, магнетит, хромшпинель. Зерна диаллага неодинаковы по величине, размеры их колеблются от 0,4 до 6 мм, между крупными его таблицами развиваются агрегаты более мелких гранобластовых зерен.

Показатели преломления диаллага: $Ng = 1{,}711$; $Np = 1{,}688$, что определяет его как диопсид-авгит. По трещинам диаллаговой отдельности и в интерстициях зерен пироксена располагается серпентин. Часто в серпентине содержатся только мелкие вытянутые реликты пироксена. Серпентин представлен кучечными скоплениями и гнездами мелколистоватого антигорита. В спутанно-листоватом антигорите выделяются шнуры и линзовидные образования поперечно-волокнистого серпентина, наблюдаются реликты неправильной формы неясно-волокнистого зеленовато-буроватого серпентина. Магнетит располагается по краям серпентиновых гнезд в виде каемок и цепочек зерен и образует отдельные вкрапленники в серпентине. Хромшпинель находится в породе в виде единичных угловатых зерен. По трещинкам и по краям зерен хромшпинели наблюдается серпентин.

Диопсидиты обладают паналлотриоморфной, немато- и лепидобластовой структурой. Слагающий породу моноклинный пироксен (степень серпентинизации — 30%) образует короткопризматические зерна и имеет слегка буроватый цвет. В породе содержится зеленоватый, волокнистый и листоватый антигорит, актинолитовая роговая обманка (около 20%), микроантигорит и «шнуры» хризотила. Оливин встречается в виде редких округлых зерен. Магнетит образует мелкие неправильные скопления по трещинкам спайности пироксена.

Оливиновые пироксениты состоят из оливина, пироксена, хризотила, антигорита, актинолита, хромшпинели, магнетита и имеют петельчатую, на отдельных участках лепидобластовую структуру. Оливин, составляющий 15—20% от объема породы, образует бесцветные округлые зерна, которые нередко окаймляются магнетитом, хризотилом, микроантигоритом. Пироксен образует неправильные, иногда вытянутые зерна, замещающиеся зеленоватым игольчатым актинолитом с малым углом угасания. Через войлок иголочек актинолита иногда просматривается антигорит. В отдельных случаях отчетливо видно, что актинолит развивается по антигориту. В других случаях актинолит и антигорит образуются по пироксену одновременно. В некоторых случаях количество оливина в этих породах настолько велико, что их можно относить к перидотитам.

Заканчивая петрографическую характеристику наиболее типичных пород гипербазитов Кузнецкого Алатау и Салаира, отметим следующие особенности их состава.

Положение гипербазитовых массивов в структурах региона и условия их формирования создают обстановку, благоприятную для широких многократных преобразований пород массивов. Однако несмотря на это, в них отчетливо сохраняются реликты структуры первичной (?) породы— перидотита.

В большинстве массивов перидотиты в различной степени изменены, и только в массивах гор Становой Хребет, Бархатной и Северной они представлены неизмененными гарцбургитами. Таким образом, можно говорить о том, что гарцбургиты на раннем этапе формирования массивов являлись преобладающей петрографической разновидностью гипербазитов изученного региона. Этот этап охватывает время до вторжения гипербазитов в данные структуры.

Следующими по распространенности являются серпентиниты, дуниты с реликтовой структурой перидотита и равномерно-зернистые дуниты. В области пологого висячего контакта кольцевых и линейных гипербазитовых тел развиты полосчатые дунит-перидотит-пироксенитовые комплексы, аналогичные по составу и строению таковым массивов Урала и других складчатых регионов.

Пегматоидные дуниты представляют своеобразные структурно-текстурные разности метаморфических дунитов. Вместе с тем имеются ду-

ниты, о генезисе которых нельзя судить ни по их положению в массиве, ни по их минералогическим и текстурно-структурным особенностям. Такие дуниты могут оказаться неметаморфическими.

В строении гипербазитовых массивов и зон выявляются общие черты: дуниты более широко развиты в южной, замковой части кольцевых зон, пироксениты как члены полосчатого комплекса тяготеют к верхней и внутренней эндоконтактовым частям, а антигоритовые серпентиниты — к крутым тектоническим контактам массивов и зон. Наконец, во внутренней экзоконтактовой части кольцевых зон и в пологом контакте линейных массивов распространены полосчатые метасоматические габброиды, нередко ассоциирующие с полосчатым дунит-верлит-пироксенитовым комплексом.

Для всех массивов, по существу, характерен набор одних и тех же петрографических разновидностей и постоянный состав породообразующих минералов.

Химический состав гипербазитов Кузнецкого Алатау и Салаира

Для характеристики химического состава ультраосновных пород и отчасти габброидов имеется 89 химических анализов, выполненных по материалам автора в Западно-Сибирском геологоуправлении и в ИГиГ СО АН СССР, и 13 анализов, заимствованных из литературы у других авторов (табл. 2).

Средние химические составы (табл. 3, 4) показывают существенное изменение химизма перидотитов при серпентинизации (Золоев, Судиловский, 1967).

Сравнение средних химических составов ультраосновных пород изученного региона с другими регионами и по Р. Дэли (1936) показало, что в основном их валовые составы сходны и довольно однообразны. На это ранее обращали внимание А. П. Виноградов (1962), С. В. Москалева (1964), А. А. Ефимов (1968), В. В. Плошко, Г. А. Сидоренко и др. (1973).

Гипербазиты отдельных массивов, поясов и регионов несколько различаются по элементам-примесям, но в целом характеризуются малым набором последних по сравнению с габброидами и гранитоидами.

Этот вывод для Кузнецкого Алатау и Салаира сделан на основе 64 спектральных анализов, которыми в гипербазитах установлено постоянно закономерное присутствие хрома, никеля, кобальта, марганца и меди.

Титан содержится в ультраосновных породах трех массивов (Прокопьевского, Черноозерского, Кундустуюльского), принадлежность которых к дунит-гарцбургитовой формации по геологическим критериям ставилась под сомнение. Фосфор в ничтожных количествах присутствует в Мартыново-Шалапском и Прокопьевском массивах.

Гипербазиты Кузнецко-Алатауского пояса несут цинк, стронций, барий, ванадий, тогда как на Салаире они отмечаются в одном — двух массивах.

Золото и платина постоянно сопутствуют гипербазитам, но спектральным анализом не определяются.

Спектроскопически в породах гипербазитовых массивов Кузнецкого Алатау и Салаира не обнаружены: Pb, W, Bi, Mo, Cd, Ge, Ga, Ta, Nb, Zr, Ce, Y, Yb, La, Be, Li, Hg, Sb, Ag, As.

Химические

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Дуни											
546	38,12	0,08	1,80	0,33	1,25	8,42	0,23	0,26	—	45,21	0,56
627	38,14	0,07	0,85	0,82	2,93	6,45	0,13	0,20	—	45,12	0,49
626	39,10	0,07	1,78	0,76	3,42	6,64	0,15	0,19	—	43,16	0,21
7028 *)	38,65	0,08	0,45	0,59	3,51	5,26	0,15	Не обн.	—	47,25	0,07
542	38,12	0,08	1,80	0,33	1,25	8,42	0,23	0.26	—	45,21	0,56
7020	39,94	0,08	0,27	0,48	5,81	2,74	0,15	Не обн.	—	40,87	0,26
46	33,04	0,04	4,13	7,90	5,62	1,55	Сл.	0,27	—	37,19	0,84
469-1	40,83	0,02	0,72	0.35	2,02	6,09	0,12	0.23	—	44,22	0,05
822-1	37,14	0,08	0,54	0,52	3,15	3,10	0,06	0.25	—	45,55	Сл.
6/6	38,17	0,02	0,54	0,96	1,47	3,30	0,60	0.26	—	45,71	»
4626/1	39,38	0,02	0,35	0,44	2,93	5,12	0,09	0.22	—	44,68	0,07
323	39,90	0,12	0,68	0,31	1,53	7,50	0,17	0,31	—	47,63	0,14
686	40,36	0,07	1,31	0,47	4,59	2,97	0,12	0,22	—	41,34	0,42
Оливин-антипири											
524	41,03	0,11	0,68	0,48	2,63	4,25	0,10	0,25	—	42,90	0,28
Дуниты с реликтовой											
3221 *)	39,75	0,11	1,08	Не обн.	7,34	—	0,13	Не обн.	—	37,08	0,14
2536 *)	46,18	0,07	0,86	»	7,26	—	0,06	»	—	37,01	1,17
2538 *)	45,71	0,11	1,29	»	8,46	—	0,12	»	—	39,79	0,48
Гарц											
7036 *)	40,89	Сл.	0,49	0,45	3,10	5,25	0,14	Не обн.	—	45,69	0,07
6047 *)	40,14	0,08	0,54	0,42	2,37	6,16	Не обн.	»	—	44,40	0,22
211	42,71	0,07	0,85	0,02	2,39	6,61	0,10	0,22	—	39,95	0,28
7163 *)	39,20	0,10	1,08	0,42	5,76	2,24	0,09	Не обн.	—	37,58	0,13
836	39,22	0,10	0,75	0,42	2,96	5,43	0,12	0,20	—	41,61	0,62
850	40,46	0,07	0,71	0,04	2,63	6,36	0,06	0,20	—	41,68	0,30
15432	41,08	Не обн.	0,94	0,50	6,60	3,76	0,16	Не обн.	—	40,50	0,70
б/н	36,49	0,13	4,40	Не обн.	7,27	3,19	0,11	—	—	35,37	0,11
Вер											
7178	46,70	[illegible],08	1,28	0,37	3,94	3,24	0,10	Не обн.	—	25,46	13,62
Серпентиниты											
304	39,02	0,03	1,25	11,30	5,70	0,56	0,05	0,26	—	31,18	0,03
142	38,90	0,07	0,45	0,40	4,76	2,24	0,10	0,23	—	40,86	0,28
36	36,90	0,04	0,31	0,70	5,71	2,67	0,13	0,26	—	41,31	0,21
316	39,06	0,02	0,54	0,66	7,86	0,52	0,39	0,20	—	37,81	Сл.
309	40,08	0,02	0,027	0,42	6,73	1,50	0,05	0,25	—	37,04	0,05
325	43,39	0,04	0,54	0,70	7,60	1,20	0,08	0,28	—	33,99	0,02
310	40,72	0,05	0,54	0,34	6,75	1,03	0,06	0,24	—	36,76	Сл.
43-11	38,82	0,03	0,62	1,24	6,20	1,20	0,06	0,25	—	38,33	»
503	34,22	0,02	0,35	0,48	4,39	2,09	0,09	0,20	—	41,94	0,01

Таблица 2

анализы

Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	CO_2	S	П.п.п.	Сумма	f	Массив
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
ты									
0,10	Сл.	Не обн.	—	0,4	Сл.	3,68	100,4	10,6	Чемодан
0,10	»	—	—	Сл.	—	4,79	100,0	10,1	Становой Хребет
0,14	—	0,126	—	0,38	—	3,86	100,0	11,2	То же
0,37	0,07	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	3,38	99,8	9,1	»
0,10	Сл.	—	—	0,40	Сл.	3,68	98,8	10,6	»
0,25	0,05	—	—	Не обн.	Не обн.	9,50	100,4	9,8	»
0,15	Сл.	0,119	—	0,71	0,06	9,42	101,0	9,0	»
0,01	»	Не обн.	—	—	Не обн.	4,34	99,0	9,1	Бархатный
0,03	Не обн.	Сл.	—	—	0,02	9,07	99,5	6,6	»
0,05	»	0,011	—	—	Сл.	7,74	99,1	5,3	»
0,10	0,01	0,030	—	—	»	6,85	100,0	8,8	Северный
0,10	Сл.	0,087	—	0,23	0,01	1,05	99,7	9,4	Зеленый
0,13	»	Сл.	—	0,14	0,02	8,04	100,2	8,8	Заячий
товая порода									
0,10	Сл.	0,172	—	0,17	Сл.	7,14	100,3	7,9	Чемодан, Становой Хребет
структурой перидотита									
0,70	0,11	Не обн.	12,35	—	—	—	98,8	9,1	Заячий
0,60	0,05	—	5,32	—	—	—	98,6	9,0	»
0,52	0,18	—	2,32	—	—	—	99,0	9,7	»
бургиты									
0,30	0,05	Не обн.	—	—	—	4,58	101,0	8,9	Чемодан, Становой Хребет
0,30	0,05	»	—	—	0,18	5,18	100,0	9,5	То же
0,22	0,05	»	—	0,26	0,03	6,02	99,8	11,0	»
0,20	0,05	»	—	—	—	11,82	98,7	10,0	»
0,08	Сл.	0,007	—	—	0,03	8,55	100,0	9,9	Бархатный
0,08	Не обн.	0,007	—	—	Сл.	5,49	98,4	11,5	»
—	—	Не обн.	—	0,81	—	4,80	100,0	11,6	Северный
0,69	0,20	0,060	11,69	—	—	—	99,6	13,3	Паршинский
литы									
0,20	Сл.	Не обн.	—	—	—	4,84	99,8	13,1	Чемодан, Становой Хребет
аподунитовые									
0,03	—	0,018	—	—	0,03	10,47	99,9	9,3	Мартыново-Шалапский
0,10	—	Не обн.	—	—	Сл.	11,04	99,6	8,2	Чемодан, Становой Хребет
0,10	Сл.	—	—	0,20	Не обн.	11,47	99,9	9,6	То же
0,03	—	Сл.	—	0,08	Сл.	12,24	99,3	10,1	Успенский
0,03	Сл.	0,018	—	—	Сл.	12,53	99,0	10,3	»
0,03	—	0,016	—	—	0,04	11,47	99,5	11,7	»
0,07	—	0,009	—	—	0,04	12,28	99,0	9,8	»
0,04	Сл.	0,018	—	—	0,01	12,57	99,4	9,0	Верх-Аламбайский
0,01	»	0,009	—	—	0,07	15,43	99,4	7,5	Мартыново-Шалапский

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
29	35,1	0,01	0,54	0,26	6,71	1,20	0,10	0,14	—	31,46	3,55
30	35,13	0,04	0,54	0,50	5,65	0,64	0,12	0,19	—	29,21	10,38
142	30,76	0,02	0,62	3,20	3,95	1,70	0,08	0,23	—	39,07	0,03
											Серпентиниты
7018 *)	38,64	0,10	0,54	0,34	7,93	1,97	0,15	—	—	38,41	0,13
7019 *)	42,18	0,08	1,17	0,64	2,65	2,14	0,18	—	—	38,70	0,19
7163 *)	40,72	0,06	0,72	0,46	4,60	4,06	0,14	—	—	40,87	Сл.
38-6	36,71	0,84	6,66	0,01	1,38	3,33	0,31	0,07	0,26	38,11	0,84
876	39,69	0,04	0,71	0,39	5,21	1,81	0,09	0,22	—	38,93	0,41
К-21	39,14	0,02	0,89	0,50	5,78	2,06	0,05	0,24	—	36,78	0,41
149	39,12	0,02	0,71	0,54	6,34	1,56	0,06	0,26	—	37,14	Сл.
109	39,31	0,07	0,71	0,46	5,34	1,14	0,05	0,21	—	38,39	»
2701	34,48	0,02	0,71	0,42	5,53	2,00	0,12	0,22	—	39,21	0,20
б/н **)	42,07	0,08	1,80	0,07	2,62	2,41	0,07	—	—	39,55	0,20
б/н **)	41,47	0,05	2,69	0,14	1,63	5,88	0,03	—	—	35,36	0,03
б/н **)	37,15	0,08	1,87	—	5,60	1,83	0,13	—	—	36,70	2,30
574-16	38,27	0,02	0,54	0,42	6,03	1,70	0,05	0,18	—	38,58	0,37
374-39	39,44	0,03	0,71	0,34	6,39	1,92	0,15	0,22	—	37,60	0,10
УС-314	39,80	0,04	0,45	0,52	7,45	1,70	0,03	0,22	—	36,17	0,34
314	41,14	0,02	0,71	0,40	5,67	1,38	0,05	0,22	—	37,28	0,10
											Серпен
Скв. 2	32,26	Сл.	0,26	—	1,28	0,84	0,06	0,04	—	46,35	Сл.
Ш. 19	41,83	»	0,47	—	2,11	0,24	0,08	0,17	—	38,12	1,56
Ш. 14	42,74	»	0,73	—	3,37	0,01	0,22	0,18	—	35,68	2,40
Ш. 20	42,27	»	0,20	—	3,75	0,63	0,04	0,22	—	37,25	1,01
Ш. 42	38,99	Сл.	0,36	—	9,24	1,45	0,07	0,17	—	36,34	0,30
Ш. 12	41,39	»	0,58	—	3,75	0,62	0,04	0,22	—	36,79	0,84
Ш. 15	35,33	Сл.	0,42	—	2,04	0,34	0,03	0,16	—	35,07	7,44
Скв. 2	37,61	»	0,48	—	4,25	0,97	0,03	0,07	—	41,01	0,03
Ш. 6	41,95	»	0,81	—	5,72	0,53	0,08	0,23	—	37,22	0,07
Скв. 2	47,07	»	0,91	—	3,75	0,43	0,07	0,20	—	34,48	0,03
Скв. 2	40,87	»	0,72	—	1,47	0,42	0,02	0,04	—	42,36	Сл.
Скв. 1	33,07	»	0,39	—	5,51	1,39	0,07	0,16	—	41,87	»
Скв. 2	30,53	»	0,25	—	4,76	1,39	0,03	0,08	—	44,73	0,06
Ш. 55	43,53	Сл.	0,67	—	4,80	0,55	0,09	0,26	—	36,36	0,95
Скв. 1	36,04	»	0,32	—	4,80	0,69	0,18	0,08	—	35,76	4,67
Ш. 1	42,30	—	0,71	—	2,33	0,27	0,02	0,10	—	39,65	0,03
Скв. 316	33,41	0,24	0,32	1,36	3,64	2,11	0,08	0,43	0,11	42,80	0,12
609	36,55	0,16	0,19	0,35	5,09	2,53	0,10	0,38	0,011	40,65	0,15
404	31,40	0,08	0,50	6,52	3,78	2,32	0,09	0,48	0,017	41,47	0,07
Скв. 841	33,95	0,18	0,21	0,87	4,59	1,95	0,01	0,49	0,011	42,81	0,12
Скв. 405	34,87	0,24	0,24	0,50	3,32	2,80	0,10	0,35	0,012	41,99	0,22
Скв. 841	33,80	0,16	0,20	0,59	4,77	2,14	0,11	0,38	0,011	43,38	0,12
Скв. 320	40,47	0,08	0,13	0,51	5,77	1,07	0,08	0,38	0,010	37,70	0,40
Скв. 159	34,43	0,08	0,28	0,77	4,37	4,19	0,13	0,36	0,012	42,45	0,14
Скв. 320	42,14	0,08	0,27	0,40	6,54	1,08	0,08	0,43	0,010	36,43	0,18
Скв. 177	40,21	0,18	0,13	0,37	1,38	6,29	0,12	0,38	0,011	43,37	0,29
Скв. 177	37,73	0,17	0,59	0,41	4,44	2,69	0,11	0,39	0,011	39,21	0,27
Скв. 177	34,07	0,06	0,11	0,55	4,91	1,81	0,09	0,01	0,012	41,23	0,38
Скв. 177	35,23	0,01	0,12	0,34	3,18	3,56	0,09	0,43	0,011	41,52	0,15
Скв. 177	35,35	0,09	0,13	0,42	3,30	3,97	0,10	0,40	0,011	42,58	0,12
Скв. 341	34,50	0,06	0,27	0,61	4,51	3,17	0,11	0,37	0,012	41,91	0,13
Скв. 800	32,45	0,06	0,32	1,21	2,42	2,96	0,08	0,42	0,011	40,18	0,15
Р-1	40-10	0,08	0,95	—	6,79	2,60	0,10	—	—	37,21	0,13
7038	38,08	Сл.	1,08	0,38	3,89	3,71	0,14	—	—	38,81	0,05
31а	53,47	0,12	2,69	0,46	0,40	4,55	0,08	0,02	—	19,77	15,70

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
0,04	0,00	0,018	—	—	Сл.	19,8	99,5	11,4	То же
0,05	Сл.	0,011	—	—	0,04	17,96	100,2	9,9	»
0,02	»	0,018	—	—	0,01	19,57	99,3	7,0	»
апоперидотитовые									
0,05	—	Не обн.	—	—	Не обн.	11,70	100,0	11,8	Чемодан, Становой Хребет
0,28	0,05	»	—	0,05	—	11,47	99,7	6,2	То же
0,30	0,05	»	—	—	—	7,44	99,0	10,1	»
0,50	Сл.	»	—	—	Сл.	11,81	100,4	6,3	»
0,09	0,05	0,007	—	—	0,05	11,98	99,6	8,6	Бархатный
Сл.	Сл.	Сл.	—	0,64	0,01	12,87	98,7	10,0	Прокопьевский
0,04	»	0,007	—	—	0,02	12,78	98,6	9,9	»
0,05	»	Сл.	—	—	0,01	12,88	98,6	8,0	»
0,02	»	0,011	—	—	0,01	16,48	99,4	9,0	Семеновский
0,18	0,06	Не обн.	—	—	Не обн.	12,02	101,1	6,3	Тогул-Сунгайский
0,08	—	0,003	—	—	—	11,75	99,2	10,4	»
0,36	0,03	Не обн.	—	—	—	15,13	101,2	9,5	»
0,04	—	0,007	—	—	0,04	13,14	99,4	9,4	Верх-Аламбайский
0,05	Сл.	0,014	—	—	0,05	12,67	99,7	10,3	»
0,04	»	0,007	—	—	0,02	12,36	99,2	11,5	Успенский
0,03	»	Сл.	—	—	Сл.	12,31	99,3	8,9	Мартыново-Шалапский
тиниты									
0,26	0,04	—	—	—	—	18,55	99,4	2,4	Макарихинский
0,05	0,03	—	—	—	—	14,87	99,5	3,0	»
0,06	0,08	—	—	—	—	13,66	99,22	4,6	»
0,10	0,03	—	—	—	—	13,79	99,3	5,7	»
0,33	0,05	—	—	—	—	12,38	99,7	13,1	»
0,07	0,04	—	—	—	—	14,77	99,1	5,7	»
0,32	0,10	—	—	—	—	18,46	99,7	3,4	»
0,05	Сл.	—	—	—	—	14,99	99,5	6,3	»
—	—	—	—	—	—	13,68	100,3	7,9	»
0,04	0,03	—	—	—	—	13,25	100,3	5,8	»
Сл.	Сл.	—	—	—	—	13,54	99,5	2,3	»
0,24	0,06	—	—	—	—	17,49	100,2	7,8	»
0,04	0,03	—	—	—	—	14,42	99,3	6,6	»
0,03	0,03	—	—	—	—	12,88	100,1	7,0	»
0,06	0,03	—	—	—	—	16,53	99,2	7,3	»
0,16	0,10	—	—	—	—	13,32	99,0	3,2	»
Не обн.	Не обн.	0,016	1,36	—	—	15,37	101,3	6,6	Мартыново-Шалапский
»	»	0,016	1,22	—	—	13,97	101,4	8,9	То же
»	»	0,013	1,10	—	—	12,61	100,0	7,2	»
»	»	0,007	1,14	—	—	14,59	100,0	7,4	»
»	»	0,016	0,86	—	—	14,71	100,3	7,2	»
»	»	0,185	1,04	—	—	15,08	101,9	7,7	»
»	»	0,013	1,95	—	—	13,20	101,8	8,5	»
»	»	0,015	0,88	—	—	12,93	101,4	9,7	»
»	»	0,013	1,30	—	—	12,06	101,0	9,7	»
»	»	0,016	0,86	—	—	6,70	100,3	8,9	»
—	—	0,016	1,36	—	—	13,95	101,3	9,4	»
—	—	0,016	1,05	—	—	16,59	100,9	7,8	»
»	»	0,015	1,24	—	—	14,99	101,1	8,0	»
»	»	0,018	0,89	—	—	13,55	100,9	8,4	»
»	»	0,015	1,69	—	—	14,68	102,0	8,8	»
»	»	0,013	0,88	—	—	19,43	100,6	2,1	»
0,06	0,06	0,040	—	—	—	—	99,8	11,8	Рассошинский
0,20	Сл.	—	—	—	—	14,60	100,9	9,4	Чемодан, Становой Хребет
0,20	—	—	—	0,09	Сл.	1,62	99,2	12,2	То же

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
4	49,00	0,30	3,55	—	6,60	—	0,24	—	—	17,40	21,10
7	48,00	0,28	2,20	—	5,25	—	0,26	—	—	23,10	20,50
14	49,00	0,24	2,40	—	5,25	—	0,23	+	—	22,00	19,75
544	52,79	0,08	1,75	0,52	1,11	3,13	0,04	0,02	—	18,74	20,58
6478	49,95	0,06	2,11	0,45	2,03	4,62	0,06	—	—	20,48	18,66
541	46,50	0,08	1,62	0,55	2,17	3,04	0,08	0,09	—	28,50	11,94
447-1	51,77	0,08	3,68	0,04	7,57	3,59	0,06	0,03	—	24,28	2,56
б/н	32,83	0,21	16,34	—	2,57	8,16	0,18	—	—	27,28	0,12
											Габбро-апоги
1а	53,00	0,36	4,40	—	8,20	—	0,30	—	—	17,30	15,00
5	50,00	0,46	22,10	—	4,55	—	0,16	—	—	5,97	14,15
9	47,00	0,35	14,73	—	6,83	—	0,28	—	—	25,00	14,60
13а	50,00	0,28	5,70	—	8,00	—	0,24	—	—	19,70	14,85
16	45,50	1,61	18,20	—	11,10	—	0,29	—	—	7,65	12,72

*) По данным Ю. В. Марчука.
**) По данным Л. М. Юрова.

Таблица 3

Средний химический состав дунитов, перидотитов, серпентинитов и пироксенитов

Окисел	Дуниты	Гарцбургиты	Верлиты	Серпентиниты аподунитовые	Серпентиниты апоперидотитовые	Серпентиниты	Пироксениты, диаллагиты
SiO_2	38,53	40,02	46,70	37,71	39,33	37,54	48,14
TiO_2	0,05	0,07	0,08	0,03	0,10	0,06	0,16
Al_2O_3	1,17	1,23	1,28	0,55	1,35	0,42	4,04
Cr_2O_3	0,54	0,28	0,37	0,47	0,35	0,48	0,22
Fe_2O_3	3,04	4,14	3,94	6,00	5,01	4,11	3,44
FeO	5,20	4,88	3,24	1,38	2,12	1,82	3,01
MnO	0,17	0,10	0,10	0,11	0,10	0,08	0,14
NiO	0,20	0,10	—	0,23	0,13	0,25	0,02
CoO	—	—	—	—	—	0,01	—
MgO	44,09	40,85	25,46	36,58	37,25	39,84	22,39
CaO	0,28	0,30	13,62	1,22	0,35	0,66	14,53
Na_2O	0,12	0,23	0,20	0,04	0,10	0,66	0,23
K_2O	0,01	0,05	Сл.	—	0,02	0,02	0,01
P_2O_5	0,029	0,01	Не обн.	0,01	0,003	0,02	0,04
H_2O^-	—	—		—	—	1,18	—
SO_3	0,01	0,03		0,02	0,01	—	0,002
П. п. п.	5,8	6,63	4,84	13,88	12,42	14,50	4,67
Сумма . . .	99,24	98,92	99,83	99,44	98,67	100,05	101,032
Соотношения окислов в молекулярных количествах							
f	9,2	10,5	13,1	9,4	9,1	7,7	13,3
C	0	0	0	0	0	0,03	0
h	34,45	74,3	52,2	79,6	68,0	67,0	50,7
A	3,4	3,5	3,1	1,7	3,9	1,3	9,9
X	25,6	2,6	8,9	27,1	7	13,2	3,3
S	0,6	0,7	1,2	0,7	0,7	0,6	1,4
M	0,98	0,98	0,98	0,99	0,97	0,99	0,88

Примечание. Анализы приведены в пересчете на безводное вещество (вес. %). f — железистость, C — известковистость, h — степень серпентинизации, A — глиноземистость, X — хромистость, S — насыщенность кремнеземом, M — магнезиальность.

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
0,30	0,03	—	—	—	—	1,87	100,4	16,0	То же
0,25	0,01	—	—	—	—	1,82	101,7	10,0	»
0,32	0,03	—	—	—	—	1,28	100,5	10,5	»
0,30	Сл.	—	—	0,06	0,01	0,68	99,8	11,0	»
0,20	»	—	—	—	—	1,85	100,5	15,0	»
0,10	»	—	—	0,04	0,01	5,01	99,7	8,9	»
0,2	»	—	—	—	—	6,74	100,4	19,4	Бархатный
0,21	0,070	—	—	—	—	11,26	99,7	7,7	Тогул-Сунгайский
пербазитовые									
0,37	0,045	—	—	—	—	1,85	100,8	19,3	Чемодан, Становой Хребет
3,85	0,075	—	—	—	—	0,48	101,7	27,8	То же
0,40	0,055	—	—	—	—	0,55	101,8	12,1	»
0,37	0,050	—	—	—	—	1,80	101,0	17,0	»
2,07	0,800	—	—	—	—	1,85	101,8	42,3	»

Таблица 4

Сравнительная таблица средних химических составов дунитов и гарцбургитов

Окисел	Данные авторов		Урал (Малахов, 1966)		Воронежский массив (Чернышев, Бочаров, 1972)		Анадырско-Корякская складчатая система (Пинус, Велинский и др., 1973)		По Р. Дэли	
	дуниты	гарцбургиты	дуниты	гарцбургиты	дуниты	гарцбургиты	дуниты	гарцбургиты	дуниты	гарцбургиты
SiO_2	38,53	40,02	39,90	40,91	40,54	40,88	38,50	41,18	40,49	40,65
TiO_2	0,05	0,07	0,05	0,04	0,07	0,14	0,03	0,05	0,02	0,11
Al_2O_3	1,17	1,23	0,80	1,13	0,89	1,68	0,98	1,43	0,86	1,25
Cr_2O_3	1,10	0,28	0,52	0,34	0,50	0,41	0,60	0,41	—	—
Fe_2O_3	3,04	4,14	4,66	5,48	2,51	2,88	2,26	2,85	2,84	2,53
FeO	5,20	4,88	5,51	3,60	6,35	6,02	6,05	5,87	5,54	6,15
MnO	0,17	0,10	0,17	0,13	0,18	0,15	0,13	0,15	0,16	0,18
NiO	0,20	0,10	0,23	0,30	—	—	0,23	0,21	—	—
CoO	0	0	0,01	0,01	—	—		—	—	—
MgO	44,09	40,85	47,88	45,48	45,67	43,87	43,81	39,73	46,32	42,36
CaO	0,28	0,30	0,28	0,36	1,00	1,54	0,70	0,78	0,70	1,29
Na_2O	0,12	0,23	0,17	0,18	0,08	0,11	0,07	0,11	0,10	0,29
K_2O	0,01	0,05	0,06	0,04	0,06	0,10	0,04	0,06	0,04	0,13
P_2O_5	0,029	0,01	—	—	0,05	0,06	0,03	0,04	0,05	0,04
H_2O	Не обн.	1,46	—	—	2,00	2,00	6,41	7,06	2,88	5,02
SO_3	0,01	0,03	—	—	0,10	0,16	—		—	—
П. п. п.	5,8	6,63	10,12	11,22						
Сумма...	99,24	98,92	97,99	101,5	100,00	100,00	99,95	99,12		
f	9,2	10,5	9,8	9,3	8,0	10,0	9,3	10,8	9,0	10,0

О включениях в оливинах дунитов

Исследования были направлены на выявление в оливинах и пироксенах расплавных, раскристаллизованных и газово-жидких включений, которые позволили бы определить основные физико-химические параметры минералообразования пород указанной формации. Для выполнения поставленной задачи исследовались образцы гипербазитов из массивов гор Становой Хребет, Чемодан, Бархатной, Зеленой, Северной, расположенных в Кузнецком Алатау, в меньшем объеме — образцы из Тогул-Сунгайского и Мартыново-Шалапского массивов Салаира и из массивов Чарского пояса Восточного Казахстана.

Изучено более 300 специально подготовленных отполированных пластинок из наиболее свежих и крупнокристаллических образцов дунитов, гарцбургитов, верлитов, пироксенитов, серпентинитов. В минералах перечисленных пород расплавные, раскристаллизованные и газово-жидкие включения не обнаружены. Не известны также и в литературе указания на наличие в породах дунит-гарцбургитовой формации включений вышеперечисленных типов.

Минеральные включения в оливинах данной формации описаны в единичных случаях (Агафонов и др. 1974; Чепуров, 1974). В частности, закономерно ориентированные включения магнетита, диопсида и магнетита в смеси с диопсидом в оливине гипербазитов Корякии описаны Л. В. Агафоновым и др. (1974). По данным указанных авторов, «эти образования представляют продукт распада изначально высокотемпературного магматического оливина; обогащенного Cr^{3+}, Fe^{3+}, Ca^{2+}» (Агафонов и др., 1974, с. 49).

Проведенными исследованиями в гарцбургитах, верлитах, пироксенитах и серпентинитах заслуживающих внимания включений не выявлено. Однако в оливине дунитов содержатся обильные своеобразные зонально-кристаллические включения и инкрустированные пустоты и поры, весьма напоминающие по внешнему виду газово-жидкие или раскристаллизованные включения. Сходство с известными типами включений, широкое распространение и закономерное развитие их в дунитах указанной формации дали нам основание изучить эти включения и привести ниже их характеристику.

Изучавшиеся нами дуниты, отобранные из массивов гор Становой Хребет, Бархатной, Зеленой и Северной, слагают относительно обширные поля. Они среднезернистые и слабо серпентинизированы. Изучались также образцы крупно- и гигантозернистых пегматоидных дунитов, встречающихся в виде гнезд (10×10 м), линз (5—3×10—30 м) в среднезернистых дунитах. Кристаллы оливина дунитов обычно измеряются долями и единицами миллиметров, а в пегматоидных достигают несколько сантиметров И среднезернистые, и пегматоидны дуниты имеют панидиоморфно-зернистую, кристаллобластовую бластопорфировую, гетеробластовую, нодулярную и параллельно-пластинчатую структуры. Они, как правило, несут следы деформации: резко неравномернозернистые и мозаичные структуры, двойники трансляции, милонитизацию и псевдотахилитизацию. По составу это обычно форстеритовые дуниты, состоящие на 95—98% из оливина, содержащего 5—10 мол.% фаялитового компонента. Кроме оливина, хромита и серпентина в дунитах присутствуют доли процента магнетита, брусита, карбонатов, иногда тремолит и в виде шаровых, почкообразных и полусферических скоплений углерод.

Наряду с крупными зернами оливин в дунитах участками образует мелкозернистые гранобластовые и игольчатые агрегаты. В дунитах преобладают гломеробластовые и кристаллобластические структуры. Эти особенности структур и текстур, их приуроченность к определенным участкам массивов и зонам, связанным с разрывными нарушениями,

а также другие факторы позволили нам отнести эту, содержащую характеризуемые включения разновидность дунитов к регенерированным или, иначе, новообразованным (Коновалова, 1970).

При просмотре полированных прозрачных пластинок дунита под микроскопом в оливине выявляются пустоты и поры, содержащие зональную кристаллическую фазу (табл. XIII, рис. 19). Эти пустоты округлой, клиновидной, трубчато-иероглифической формы часто с одной стороны не имеют замкнутого контура и постепенно сливаются с основной массой оливина. В замкнутой части пустотки обычно располагается одна или несколько кристаллических фаз в виде округлых концентрически-зональных, реже неправильной формы образований. Кристаллическая фаза, как правило, состоит из трех зон: центральной черно-коричневой в виде точки, средней коричневой и внешней, наиболее светлой коричневато-оранжевой или буровато-желтовато-зеленой.

Контуры зон кристаллической фазы волнистые, заливчатые. Подобные зональные образования встречаются и вне пустот непосредственно в основной массе породы, видимо полностью заполняя мелкие поры. Кроме того, в оливине содержатся кучечные скопления параллельно ориентированных столбчатых кристалликов пироксена, вкрапленники хромшпинелидов, магнетита. В него включены также зеленые ромбоэдрические листочки хлорита, кристаллики шпинели (?). В полосах-реликтах замещенного оливином изотропного серпентина, сохранившегося между ячейками с новообразованным оливином, и по трещинам в оливине наблюдается тонкая сыпь магнетита, возможно маггемита (?), окислы железа.

По внешнему виду пустоты с кристаллической фазой напоминают газово-жидкие или раскристаллизованные включения, поэтому, естест-

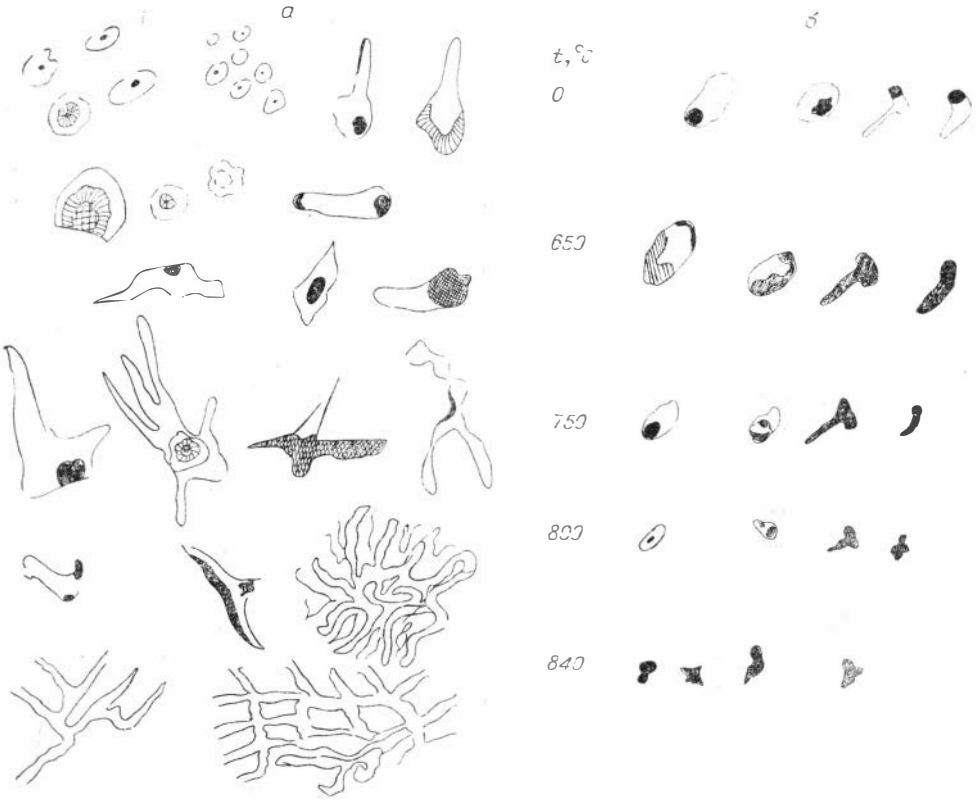


Рис. 19. Включения инкрустированных пустот в оливине.
а — форма включений; *б* — характер их изменения в процессе нагревания.

Таблица 5

Состав газов в пустотах дунита *)

№ образца	Содержание, объем. %					
	H_2S, SO_2 HCl, HF, H_3	CO_2	O_2	CO	H_2	N_2+ +р.г.
18	00	37	00	00	00	63(?)
82	00	33	00	00	00	67
79	20	80	00	00	00	00

*) Приведены средние данные из нескольких определений.

венно, мы подвергли их термометрическому анализу по методу визуальной гомогенизации. При нагревании до 500°С «включения» оставались неизменными. От 500 до 600—650°С кристаллическая фаза во «включениях» расширилась и несколько сместилась. При повышении температуры до 750°С общие контуры «включений»-пустот уменьшились, а в двух левых включениях (рис. 19, *б*) кристаллические фазы оставались на прежнем месте и отчетливее проявили свое зональное строение. Два «включения» справа потемнели. При температуре 800°С вакуоли уменьшились в размере, изменили свою первоначальную форму и три из четырех совершенно потемнели. Температура в 840°С привела к новому изменению формы, но размер трех потемневших «включений» сохранился прежний, и четвертое «включение» тоже становится темным. После охлаждения «включения» остаются такими же, какими были при 840°С, т. е. не восстанавливают ни своей формы, ни своего строения. Все эти превращения указывают на отсутствие содержания газа и жидкости во включениях.

В некоторых случаях при нагревании дополнительно к одной кристаллической фазе появляется вторая, но «включение» не темнеет. Иногда кристаллическая фаза «расплывается» по стенкам его, но ни в одном случае не наблюдалось нормальной гомогенизации и возвращения «включения» к первоначальному состоянию. С целью проверки данных гомогенизации образцы дунитов подвергались декрепитации с нагреванием до 1000°С. Опыты показали полное отсутствие взрывов или очень малое количество их в интервале температур до 250°С и 500—550°С. При нагревании порошка дунита или дунит-пегматита на мембране микрофона декрепитографа конденсировалось заметное количество воды (порядка нескольких процентов к навеске), хотя степень серпентинизации дунита незначительна (поровая вода).

Повышенное содержание воды в дуните подтверждается также данными определения п. п. п. в свежих, несерпентинизированных его разностях.

Содержание газов в пустотах, определенное волюмометрическим методом Л. А. Шохоновой (табл. 5), показало, что последние заполнены смесью азота, углекислоты и иногда сернистых газов. При раздавливании пластинки газовая смесь из вскрытой пустотки выделяется очень слабо, без увеличения или даже с уменьшением ее объема, что свидетельствует о невысоком давлении газов в пустоте, равном атмосферному или иногда даже несколько ниже атмосферного.

Валовой анализ газов, выделяемых из исследуемых дунитов при нагревании на хроматографе (аналитик Н. Ю. Осоргин), подтвердил в составе этих дунитов повышенное содержание углекислоты

№ образца	CO_2, см³/г
60	1,42
92	1,37
С-13	1,56

Как уже указывалось, зонально-кристаллический агрегат имеет колломорфное строение и состоит из трех зон с неровными заливчатыми контурами. В центральной части в большинстве случаев наблюдается

черная точка, вокруг которой располагается коричневая и темная зеленовато-коричневая зона, оконтуренная с внешней стороны бурой или желтовато-зеленой бахромчатой каймой. Диагностика этого неиндивидуализированного материала зон затруднена. Судя по некоторому улавливаемому сферолитовому угасанию, низким цветам интерференции, зеленовато-желтой и буровато-коричневой окраске, зоны, вероятно, сложены хлорит-гидрослюдисто-серпентиновым (керолитовым) материалом. Для уточнения их состава были проведены рентгеноспектральные исследования на микрозонде, в результате которых установлено, что колломорфные образования не содержат сколько-нибудь повышенных (более чем в оливине) количеств железа или хрома. По содержанию магния, кремния, алюминия и других элементов они также не отличаются от фонового оливина.

Методом сплавления дунита с NaOH и последующим растворением сплава с HCl выделен нерастворимый остаток, а из него — углистое вещество, которое, вероятно, слагает центральную черную изотропную точечную часть зонально-колломорфного образования, явившуюся центром кристаллизации. Для проверки этого определения один из образцов исследуемых дунитов, макроскопически наиболее богатый зонально-колломорфными образованиями, был подвергнут геохимическому анализу. В этом дуните установлено 0,11% органического углерода и 0,004% светло-желтого парафинистого битума.

Компонент	Содержание, %
Нерастворимый в 10%-ной HCl остаток*)	57,73
Органический углерод (к нерастворимому остатку	0,19
То же, к исходной породе . . .	0,11
Выход хлороформенного битума к исходной породе	0,004

* Состав остатка — силикаты, графит, рудные.

Инкрустированные пустоты располагаются в зернах оливина концентрическими и прямолинейными зонами, не выходящими за пределы зерен. Эти полосы и зоны пустот образуют внутри зерен оливина ромбоэдрический рисунок, согласующийся с его кристаллографическими элементами. Таким образом, включения пустот носят закономерно ориентированный характер.

Зонально располагающиеся пустоты пересекаются спайностью оливина, трещиноватостью, полосами хлопьевидных сгустков (аморфных минералов) и т. п. Независимость ориентировки и расположения зон пустот от спайности, трещиноватости и других более поздних морфологических элементов, ограничение их распространения контурами зерен оливина говорят за их раннее, сингенетичное оливину образование. Зональные кристаллические агрегаты, заключенные внутри пустот, распространены также по всей породе, иногда концентрируются в шнурах серпентина и в трещинках, поэтому можно предположить их позднее, эпигенетическое по отношению к пустотам и оливину и вообще породе образование.

Из проведенного изучения вытекает вывод, что эти довольно обильные и часто встречающиеся в дунитах закономерные включения, очевидно, представляют собой инкрустированные пустоты.

Охарактеризованные пустоты можно трактовать как дефекты, возникшие от слияния микропустот или вакансий (Коттрелл, 1958) в кристаллических решетках оливина при его регенерации из серпентина (Морковкина, 1974).

Итак, включения инкрустированных пустот в оливине некоторых дунитов дунит-гарцбургитовой формации являются закономерными и

отчасти характеризуют условия формирования этих дунитов. А именно, обильная пористость дунитов может служить некоторым основанием для отнесения их к типу регенерированных дунитов, образовавшихся за счет преобразования менее плотных серпентинитов или других разновидностей гипербазитов. Средняя плотность изучавшихся дунитов 2,87 г/см³, серпентинитов — 2,64 г/см³.

Заполнение микроскопических, изолированных от внешней среды пор и пустот в породе гидрохлорит-гидрослюдисто-керолитовым материалом, по составу близким к составу материнской породы, позволяет с большой вероятностью считать, что их минерализация происходила без существенного привноса — выноса. Инкрустация пор протекала главным образом вследствие внутренней перегруппировки (растворения, переотложения, преобразования) вещества материнской породы (Долгов, 1965а, б), т. е. в общем виде весь процесс можно представить как дегидратацию раздробленного серпентинита (Морковкина, 1974), протекающую с уменьшением объема и с образованием пор, пустот. За счет освобождающейся при дегидратации воды, реагирующей с остатками серпентина и других минералов, формировались названные водные алюмосиликаты, заполняющие поры и пустоты.

МЕТАМОРФИЗМ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Полевыми наблюдениями и петрографо-минералогическими исследованиями в породах массивов устанавливаются процессы широкой оливинизации, серпентинизации, бруситизации, лиственитизации, пироксенизации и другие метаморфические и метасоматические преобразования. В числе преобразованных пород можно назвать пироксениты, дуниты, серпентиниты, дунит-верлит-клинопироксенитовые ассоциации, оливин-антигоритовые и другие породы. Около выходов гипербазитов образуются каймы клиноцоизит-актинолитовых полосчатых пород, которые при более интенсивном метаморфизме превращены в роговообманковые, пироксеновые, анортитовые габброиды, горнблендиты, габбро-пегматиты. В породах массивов содержатся гнезда и жилы везувиана, клиноцоизит-пироксеновых, эпидот-тремолитовых, хлоритовых, жадеит-диопсидовых образований, родингитов, тела тальк-хлоритовых, лиственитовых и асбестовых пород.

На основании детальных исследований можно предполагать, что метаморфические и метасоматические процессы в гипербазитах протекали широко и интенсивно, чему способствовали: 1) сильная нарушенность гипербазитов в связи с их тектоническим вторжением; 2) резкая химическая полярность ультраосновных пород по отношению к окружающим породам; 3) приуроченность к долгоживущим тектоническим зонам — проводникам метасоматических агентов — гидротерм, эманаций и т. д.; 4) относительно высокая плотность ультраосновных пород, определяющая их экранирующие свойства.

Процессы метаморфизма в ультраосновных породах отмечаются многими исследователями. Они убедительно охарактеризованы в работах Г. М. Виноградской (1952), Г. В. Пинуса, Ю. Н. Колесника (1960), С. В. Москалевой (1959, 1960, 1964, 1965, 1973, 1974), Н. М. Успенского (1952, 1965), В. Ф. Морковкиной (1960, 1962, 1967, 1971, 1973, 1974), Н. Л. Добрецова (1962, 1964), Г. Б. Рудника (1965), М. И. Юдина (1959), А. А. Ефимова и Л. Н. Ивановой (1963), А. А. Ефимова (1973), А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой (1974), А. С. Варлакова (1973), Г. В. Пинуса, В. В. Велинского и др. (1973), В. В. Байракова, А. Я. Хмары (1973).

Метаморфические и метасоматические изменения протекали на протяжении всей геологической истории гипербазитов, начиная со

времени «внедрения» в данные структуры их твердых или твердо-пластичных блоков. Процессы изменения носили неравномерный характер с наложением одних фаз на другие и в конечном итоге привели к многообразию продуктов преобразования, сочетанию новых минеральных парагенезисов с реликтовыми минералами исходной породы более ранних фаз метаморфизма. Многоэтапные явления метаморфизма в гипербазитах описаны Г. А. Кашинцевым, И. Е. Кузнецовым (1970).

Трудно выявить все последовательные стадии и формы проявлений метаморфизма гипербазитов, так же как восстановить геологическую историю их формирования. Можно с уверенностью говорить лишь о некоторых процессах, которые в конечном итоге привели к образованию пород, сохранившихся до настоящего времени, и наметить их относительную последовательность.

По типам метаморфизма отчетливо наблюдаются динамометаморфизм, метаморфизм с перекристаллизацией, десерпентинизация или, по В. Ф. Морковкиной (1974), дегидратация серпентинита, биметасоматоз. Полагаем, что метаморфическая базит-гипербазитовая колонка сформировалась, по терминологии Н. Л. Добрецова, В. В. Ревердатто и др. (1970), путем микроперемещения компонентов без существенного, в целом для всего массива, привноса — выноса в условиях одностороннего давления. Преобразование шло путем перегруппировки, перераспределения (переотложения) ведущих компонентов в составе пород массивов — магния, кремния, алюминия, железа и хрома (Кириенко, 1972). Как указывает В. И. Лебедев (1969), кристаллическое вещество для ионов, имеющих малые размеры (например, K — 0,59 Å, Mg — 0,24 Å), при определенных условиях может стать легко проницаемым. При этом атомы, играющие роль анионов по линиям связи, относительно мелкие (Fe — 0,39—0,43 Å; O — 0,45—0,50 Å), а атомы, играющие роль катионов, намного крупнее (Mg—1,6 Å; Si—1,16 Å). Пространство между атомами вне областей линий прочных химических связей заполнено электронами в диффузном состоянии, т. е. в состоянии с незначительной плотностью, что обеспечивает процессу достаточно интенсивный массообмен, перегруппировку, перераспределение в кристаллическом веществе.

Прямыми геологическими наблюдениями и петрографо-минералогическими определениями в пространственно-временном отношении довольно отчетливо устанавливается три основных этапа метасоматических преобразований.

Первый этап относится ко времени внедрения твердых блоков гипербазитов в условиях высоких давлений и температур и носит ультраметаморфический характер. В нижних, южных фронтальных частях перемещенных блоков образуются обширные поля регенерированных или перекристаллизованных равномерно-среднезернистых, в меньшем объеме пегматоидных, углистых и других дунитов, постепенно переходящих вверх в дуниты с реликтовой структурой перидотитов и затем в перидотиты. В краевых частях блоков проявляются интенсивный динамометаморфизм, раздробление, разрушение (диструкция) пород.

Второй этап характеризуется образованием (in situ) по раздробленным диспергированным породам краевой части массивов полосчатого дунит-верлит-пироксенитового комплекса и полосчатых клиноцоизит-амфиболовых пород и габброидов.

Третий этап проявляется аллометаморфическими процессами — асбестизацией, оталькованием, лиственитизацией.

В целом весь процесс изменения гипербазитов очень сложный и носит пульсационно-прерывистый характер. Он протекает в условиях импульсного повышения давления и температуры, а затем их направ-

ленного снижения. В основном процесс метаморфизма изохимический, но в конечном итоге происходит обогащение гипербазитов алюминием, железом, кальцием, кремнием и слабо — щелочами.

Исходные к началу описываемых метаморфических процессов породы, слагающие блоки гипербазитов, были, по-видимому, неоднородными. Наблюдая новообразования оливина в ассоциации с магнетит-хризотиловыми шнурами и изотропным серпентином в петлях шнуров (Успенский массив, массив горы Становой Хребет, кл. Маралий и др.), можно предположить, что в данном случае, согласно В. Ф. Морковкиной (1974), мы имеем пример дегидратации дисперсно раздробленного серпентинита с образованием по нему дунитов, оливин-антигоритовых и, возможно, других пород.

В центральных, тектонически менее нарушенных частях массивов обычно развиты перидотиты с «ядрами» свежих гурцбургитов. С одной стороны они переходят в дуниты, с другой — в полосчатые дунит-верлит-клинопироксенитовые породы. По своему положению в массивах, их распространенности и другим признакам гарцбургиты могут оказаться также первичными, во всяком случае, исходными породами массивов к моменту вторжения их в данные структуры.

К третьей петрографической разновидности первичных пород можно отнести углистые дуниты, которые слагают большой обособленный блок, известный под названием Ивановского массива. Небольшие гнезда углистых дунитов с округло-пятнистой «хондровидной» текстурой содержатся среди равномерно-среднезернистых дунитов. Характерно, что залегающие в основании Ивановского массива углистые дуниты в его верхней части переходят в углистые перидотиты и пироксениты.

Динамометаморфизм. Вторжение твердых блоков гипербазитов сопровождалось активным дроблением гипербазитов и в меньшей мере вмещающих пород с образованием своеобразных брекчий существенно ультраосновного состава, описанных в главе II.

В массивах гипербазитов динамометаморфические процессы широко распространены и разнообразны. Породы блоков претерпели будинаж, рассланцевание, интенсивное раздробление, брекчирование, смятие, а также деформацию и катаклаз минералов. Это, по-видимому, является главной причиной для последующего преобразования пород.

Деформация минералов выражается в волнистом погасании оливина и пироксенов, в образовании механических двойников и полос скольжения в этих минералах, что подробно описано М. В. Классен-Неклюдовой (1960а, б), В. С. Приходько, А. Ф. Бехтольдом (1974), Ж. Фриделем (1967), А. Х. Коттреллом (1958), Г. В. Пинусом, В. В. Велинским и др. (1973).

Механическая деформация в форме трансляционного скольжения обусловила кливажирование оливина, его механическое двойникование и перекристаллизацию. Характер механической деформации (двойникование или скольжение) зависит от температуры, давления и длительности действия нагрузки (В. С. Соболев, 1955, 1957).

Превышение силы механического напряжения в породах над силами сцепления в минерале приводит к дислокациям и возникновению различных типов дефектов. В частности, в оливине постоянно присутствуют дендритовые, закономерно ориентированные по плоскости (100) инкрустированные пустоты. Все эти дефекты можно объяснить слиянием микропустот или вакансий в кристаллических решетках. Так, первоначальные породы содержали микропоры, которые во время катаклаза, протекающего в широком диапазоне изменения скоростей нагрузки и температуры, разрастались и сливались между собой до тех пор, пока материал между ними не подвергался пластическому течению и разрыву. Слияние микропустот привело к образованию внутренних свободных поверхностей, возникающих при относительно низких напряже-

ниях (плоскости скольжения). С увеличением напряжения свободные поверхности разрастались, превращались в округленные пустоты, которые при достаточном напряжении сливались в более крупные трещины разрыва (Разрушение, 1973; Beachem, 1963).

Проявление дислокационного динамометаморфизма подтверждают инкрустированные пустоты в дуните, а также вышеохарактеризованные оливин-антигоритовые породы (табл. VIII).

Перекристаллизация (Григорьев, 1956; Пунин, 1965), или регенерация, ультраосновных пород замечена пока еще немногими геологами. Наиболее полно процессы перекристаллизации или дегидратация субсерпентинита, описаны В. Ф. Морковкиной (1974). О перекристаллизации ультраосновных пород имеются сведения в работах Г. М. Виноградской (1952), Б. Я. Меренкова (1960), Б. Я. Меренкова, К. И. Толстихиной, И. В. Шумихиной (1959), М. И. Юдина (1959), Д. Н. Грина (Green, 1961), У. А. Дира (1965, 1966).

Регенерированные по серпентиниту дуниты описаны В. Т. Вольфом (Wolfe, 1965), Ф. П. Лесновым и Л. И. Якимовым (1970). Перекристаллизация и регенерация указанными авторами и нами наблюдается в локальных зонах либо на контакте с гранитами (гора Зубчатая), либо в южных фронтальных частях массивов, например в районе горы Становой Хребет. Регенерированный призматического габитуса оливин часто обладает спайностью и ассоциирует с антигоритом и магнезитом. Температура его образования порядка 500°С (по данным Пинуса и др., 1973).

Массивная полнокристаллическая текстура породы, свежесть оливина, отсутствие признаков какой-либо общей для породы ориентированности (в каждом зерне кливаж имеет свою ориентацию) дают основание интерпретировать параллельные трещинки в зернах оливина как плоскости роста (согласно Г. В. Пинусу и др., 1973), протекающего в условиях одностороннего давления. В. Ф. Морковкина (1974) обращает внимание на то, что в процессе перекристаллизации серпентинита в дунит (а всякая перекристаллизация уничтожает трещиноватость) полигональные трещины подвергшегося перекристаллизации серпентинита в новообразованном оливине также превращаются в трещины типа спайности.

Явления перекристаллизации наиболее выразительны в оливиновых породах, которые мы назвали перекристаллизованными дунитами, хотя, в принципе, аналогичные оливиновые породы могли образоваться по любой ультраосновной породе, например, по серпентиниту (табл. XIV).

Оливинизация — один из наиболее широко проявляющихся процессов изменения ультраосновных пород. Она тесно связана с перекристаллизацией и приводит к образованию по перидотитам дунитов с реликтовой структурой перидотита (табл. IV), а затем равномерно-среднезернистых дунитов с участками перекристаллизации — в пегматоидные разности или дунит-пегматиты (табл. III). В локальных зонах формируются апопироксенитовые дуниты (табл. VII), форстерититы (табл. IX) и т. п. Такие дуниты имеют обычно светло-серый, желтовато-серый цвет, часто брекчированные пятнистые текстуры от сгустков магнетита. Крупнозернистые разности легко разрушаются по граням столбчатых и призматических кристаллов оливина. Мелко и среднезернистые разности дунитов относительно однородны, массивны. В поле развития дунитов наблюдается обилие реликтов перидотитов в виде микровключений, а также полос и блоков. И наоборот, среди перидотитов встречаются линзы, жилы свежих дунитов, залегающие согласно с господствующим направлением тектонических зон.

Для указанных разновидностей характерны свежесть и полнокристаллическое строение. Наряду с крупными таблитчатыми, ромбовид-

ными и клиновидными зернами оливина присутствуют мелкие изометричные его зерна. Чаще всего дуниты имеют кристаллобластические структуры — гетеробластовую, бластопорфировую, гранонематобластовую, параллельно-пластинчатую и др. В крупных зернах оливина содержатся пойкилитовые вростки его более мелких зерен (реликты перекристаллизации). Ортопироксен в этих породах имеет вид типичных реликтов. Его крупные кристаллы катаклазированы, а по трещинам и по краям частично или полностью замещаются оливином (табл. XIV), тальком, тремолитом. В серпентинизированных дунитах нередко наблюдаются прожилки свежего оливина, секущие реликтовые участки бурой изотропной оливин-серпентиновой массой породы (табл. XIV). Довольно часто, особенно вблизи скоплений хромита, мелкозернистый оливин развивается по всей породе в ассоциации со струйками магнетита. Такие дуниты характеризуются сильными магнитными свойствами. Содержание в них FeO до 8%, F_2O_3 2—3%. Во всех разновидностях дунитов оливин имеет близкий состав и относится к форстериту с содержанием фаялитовой молекулы 5—13% ($Ng=1{,}682-1{,}698$; $Np=1{,}645-1{,}660$, угол оптических осей $2V=80-89\pm2°$). Оптические свойства оливина в порфиробластах и в основной массе слабо различаются. Но даже в пределах одного шлифа состав оливина непостоянен, что видно по колебанию оптических свойств: $2V=89-86°$; $Ng=1{,}682-1{,}690$.

В этих породах часто сохраняются реликтовые псевдоморфные структуры, а также реликты пироксена и петельчатые цепочки магнетита, рисунок которых восстанавливает петельчатую структуру первичной породы — серпентинита.

Особенности строения и микроструктуры дунитов, описанные выше, не характерны для типичных магматических пород, но присущи метасоматическим породам. Это обстоятельство позволяет рассматривать их в качестве продукта метасоматических преобразований других ультраосновных пород массивов.

О масштабах процесса оливинизации свидетельствует следующий факт. По кл. Маральему среди перидотитов встречаются тектонические отторженцы совершенно не измененных черных графито-кремнисто-серицитовых сланцев с резкими контактами. Однако аналогичные отторженцы среди дунитов имеют с ними постепенные переходы, а в результате оливинизации сланцы, сохраняя свою полосчатую структуру, подчеркнутую ритмичными скоплениями графита, так же как и все породы, замещаются оливином.

Серпентинизация проявлялась в массивах последовательно и неоднократно с образованием различных видов и типов серпентинитовых минералов. Наиболее ранние лизардит, изотропный серпентин и хризотил являются неотъемлемой составной частью главной массы дунит-гарцбургитовых пород, хотя и не образуют больших скоплений. Антигорит — отчетливо более поздний минерал и, как уже говорилось, слагает почти мономинеральные зоны в контактах массивов. Офит и серпофит характерны для тектонических зон. В основной массе брекчий взрыва развит эпигенетический керолит, ассоциирующий с кальцитом и цеолитами.

Наблюдаемая последовательность образования серпентиновых минералов нередко нарушается наложением и повторением процессов серпентинизации, в результате чего образуются смешанные лизардит-хризотил-антигоритовые серпентиниты. Этапы серпентинизации и ее характер, так же, как этапы всего в целом метаморфического процесса, по-видимому, связаны с многократно меняющимися физико-химическими условиями гипербазитовых массивов.

Биметасоматоз. Вышележащие над перидотитами слои, представленные полосчатым дунит-верлит-клинопироксеновым комплексом

и полосчатыми габброидами, по ряду признаков относятся к биметасоматическим в понимании Д. С. Коржинского (1966, 1973), Н. Л. Добрецова и др. (1970), Ю. К. Андреева (1963) образованиями на контакте гипербазитов и вмещающих толщ. Эти образования несут характерные черты состава и строения.

Взаимно между собой перемежающиеся полосы дунитов, верлитов, иногда гарцбургитов и клинопироксенитов различной (миллиметры — десятки метров) мощности имеют асимметричное строение с беспорядочным, редко перпендикулярным по отношению к простиранию полос расположением зерен пироксена. Полосчатость комплекса структурно согласована с вмешающими сланцевыми породами и габброидами, но в некоторых случаях располагается перпендикулярно контакту комплекса с дунит-гарцбургитами.

Подобные названным, метасоматические дунит-перидотитовые и дунит-верлит-клинопироксенитовые ассоциации хорошо известны в литературе по работам Г. М. Виноградской (1956, 1957), О. А. Воробьевой, Н. В. Самойловой, Е. В. Свешниковой (1962), С. В. Москалевой (1960), Г. Б. Рудника (1965) и др.

Породы полосчатого комплекса были освещены в разделе «Краткая петрографическая характеристика». Остановимся на описании габброидов и доказательстве их апогипербазитового генезиса.

Габброизация. Во внутрикольцевом эндо- и экзоконтакте гипербазитов наблюдаются уралит-клиноцоизитовые и другие габброиды в виде мощной и непрерывной реакционной каймы (гора Становой Хребет, Тогул-Сунгайский, Кундустуюльский массивы) или узкой прерывистой оторочки (горы Чемодан, Гуськи, Прокопьевский массив).

В первом случае они образуют довольно большие массивы длиною до 7 км и шириною от 100 до 1800 м. Линия контакта габбро с ультраосновными породами по данным геологических наблюдений и магнитометрии неровная, заливчатая, иногда с резкими клиновидными апофизами ультраосновных пород в габброиды и наоборот. В целом габброиды и гипербазиты имеют структурную согласованность и общий дугообразный план их расположения.

Непосредственный контакт габбро с гипербазитами (пироксенитами) в обнажении кара горы Становой Хребет выглядит следующим образом. В приконтактовой зоне на протяжении 20—25 м по направлению к пироксенитам количество темноцветов в габбро уменьшается, породы макроскопически становятся светлыми, почти белыми, серпентин-соссюрит-клиноцоизит-гроссулярового состава и сильно рассланцованы. Непосредственно в контакте габбро с пироксенитами проходит вертикальная трещина, в пределах которой габбро превращены в светлую глиноподобную массу, а в свалах на этом участке наблюдаются обильные крупные глыбы габбро-пироксенитовых брекчий замещения. В каре Северном (дунитовом) отмечается постепенный переход от характеризуемых габбро к габбро-пироксенитовым брекчиям замещения и полосчатым габбро-пироксенитам, которые далее сменяются полосчатыми перидотитами. На высоте 1333,3 габбро пластообразно перемежаются с перидотитами и пироксенитами, обогащенными магнетитом с образованием сидеронитовых структур. В поле развития габбро нередки выходы перидотитов.

Линия контакта габброидов с габбро-диабазовой и габбро-порфиритовой толщей, слагающей центральную часть кольцевой ассоциации, также сложная, с постепенными незаметными переходами габбро в габбро-диабазы и порфириты с плавными заливчатыми контурами и т. п. Контактовые взаимоотношения этих двух толщ, сходство их состава и текстур указывают на их тесную парагенетическую связь.

Наиболее типичная разновидность рассматриваемых габброидов — уралит-клиноцоизитовые габбро — представляет собой свет-

лые зеленовато-серые мелко- и среднезернистые породы полосчатого сложения (табл. XV). Полосчатость, ориентированная вдоль контактов габбро обусловлена чередованием существенно амфиболовых полос с клиноцоизит-соссюритовыми. Границы полос расплывчатые, строение асимметричное, с увеличением концентрации преобладающего в полосе минерала к одному из контактов. Минералы и их струйчато-прожилковатые агрегаты ориентированы поперек полос.

Породы имеют габбровую, участками гранолепидобластовую структуру и состоят из уралита, минералов группы эпидот-клиноцоизита, везувиана, гроссуляра, роговой обманки, пироксена, реже хлорита и иногда микропрожилков кварца. Минералы группы эпидот-клиноцоизита, реже совместно с хлоритом, соссюритом, гроссуляром, образуют сероватые, нередко почти черные, слабополяризующие агрегаты. Иногда эта порода сложена полностью уралитом (актинолитом), образующим спутанно-волокнистые, сноповидные агрегаты. Вместе с волокнистым актинолитом развиваются агрегаты пластинчатого слабо окрашенного хлорита. Среди них в редких случаях содержится роговая обманка и пироксен. Рудный минерал образует в породе неправильной формы скопления. Среди уралит-клиноцоизитовых пород имеются участки (50—100 м) пироксен-роговообманкового, анортитового габбро, гнезда горнблендитов и габбро-пегматитов (табл. XVII).

В районе горы Кедровой среди перидотитов отмечается линза ленточных габбро, по своему составу, текстуре и структуре сходных с описанными амфиболовыми габбро, но отличающихся от них относительной свежестью пироксенов и наличием оливина. В габбро горы Кедровой наряду с клиноцоизитом содержатся везувиан и плагиоклаз. Наблюдается переход везувиансодержащего габбро в плагиоклазсодержащее, где преобладает анортит, вытесняющий везувиан.

Приуроченность габброидов к экзоконтактам гипербазитов, их взаимопереходы и взаимоотношения, метаморфогенный характер минералов, слагающих габброиды, их текстурные и структурные особенности, присутствие в них реликтов гипербазитов заставляют сделать вывод о том, что габброиды возникли путем метасоматического преобразования ультраосновных пород, а также, возможно, туфопорфиритовой толщи.

Содержащиеся среди уралит-клиноцоизитовых пород небольшие изометричные тела пироксен-роговообманкового габбро с гнездами горнблендитов и габбро-пегматитов рассматриваются нами как участки наиболее интенсивного (прогрессивного) метаморфизма исходного субстрата.

Габбронзация гипербазитов описана В. Ф. Морковкиной (1960, 1962, 1967, 1974), В. А. Артамоновой (1963), А. А. Ефимовым (1968, 1973), А. А. Ефимовым, Л. П. Ефимовой (1974), Г. В. Пинусом, В. В. Велинским и др. (1973), С. В. Москалевой (1960), Г. С. Арутюняном (1968) и др. Однако указанные авторы расходятся в вопросе об источниках агентов габбронзации. Большинство исследователей связывает ее с мощными эндогенными (мантийными) источниками, другие — Ф. П. Леснов, Г. В. Пинус и В. В. Велинский — связывают ее с воздействием на гипербазиты габбровых интрузий.

В. Ф. Морковкина (1974) весьма убедительно раскрывает процесс габбронзации дисперсного серпентинитового субстрата, протекающего, по ее мнению, в условиях, соответствующих гранулитовым фациям. Однако мы хотели бы обратить внимание на возможность формирования апогипербазитового комплекса габброидов путем преобразования диспергированных ультраосновных пород механохимическим путем в других условиях. Соблюдая последовательность в рассмотрении всех затронутых в работе вопросов, мы должны исходить из представления о механическом перемещении больших масс твердых гипербазитов, при

котором неизбежно их интенсивное разрушение с деструктированием, особенно в краевых, фронтальных, участках, где как раз расположены интересующие нас габброиды.

Перемещение гипербазитовых блоков сопровождалось повышением давления и температуры, при этом не должно быть и недостатка в воде, так как процесс габбронизации, как показывают структурные взаимоотношения габброидов с вмещающими породами, происходит в коровых условиях «in situ».

Температура процесса десерпентинизации разными исследователями оценивается по-разному: от 300—600°С по Релейгху (Морковкина, 1974) до 800—820°С (Пинус, Велинский и др., 1973), давление — от атмосферного (Дир и др., 1966) до 3,4 кбар (по Релейгху).

Формирующиеся в процессе габбронизации гипербазитов минеральные парагенезисы гроссуляр — полевошпатовая масса, амфиболы, клиноцоизит, эпидот (а пироксены могут быть реликтовыми) вполне укладываются в указанный диапазон температур и давлений. При этом необходимо учитывать, что раздробленный милонитизированный и диспергированный ультраосновной субстрат — исключительно благоприятный для преобразования материал, не требующий затрат энергии на предварительное разрушение кристаллической структуры минералов.

Сказанное определенным образом может быть подкреплено работами Г. Л. Поспелова (1969, 1970), в которых автор развивает идею о «диспергитном метасоматозе», т. е. метасоматозе в твердом состоянии, о «гелевом метасоматозе», происходящем с предварительным образованием микропустот, заполненных гелевой массой. Они проявляются, как пишет автор, в широком термодинамическом интервале. Согласно Г. Л. Поспелову, особые свойства, иногда близкие со свойствами расплавов, горные породы преобретают в процессе тектонической и термической активационной литофлюидитизации. «Это так называемая ползучесть или вязкая текучесть твердых тел при высоких давлениях и температурах, которая, к сожалению, еще мало изучена на горных породах. Флюидитизация твердых масс может быть не только медленной, но и мгновенной, что имеет место при интенсивных импульсных нагрузках типа взрывов и сейсмических ударов... Все явления активационной флюидитизации твердых масс и их жидкостные свойства обеспечиваются кинетикой перестройки активированных решеток на молекулярном и субмолекулярном уровнях...» (Поспелов, 1969, с. 11, 12). Процессы активационной литофлюидитизации дифференцированы. Автор различает в литофлюидитах форму газо-расплавов, магматических расплавов, милонитов (тектоническая литофлюидитизация), термодиспергитов роговикового типа. «Общие явления метаморфической литофлюидитизации начинаются с температур около 300°С и давления в тысячи кг/см². С повышением этих параметров могут образоваться предельные диспергитные литофлюидиты, по физико-химическим свойствам сходные с расплавами, но отличающиеся от них высоким диффузионным торможением всех процессов и замедленной конвекцией. В переходной зоне развиваются молекулярно-дискретные формы активационной литофлюидитизации, сопровождаемые существенными механо-химическими и термо-химическими перестройками вещества, кратковременным контактовым плавлением и т. д.» (Поспелов, 1969, с. 12—14).

Представления о механохимическом процессе габбронизации дисперсного ультраосновного вещества могут быть лучше поняты, если обратиться к экспериментальным работам В. И. Молчанова (1967, 1971), в которых характеризуются физикохимические изменения минералов и механохимические явления при сверхтонком измельчении. Опыты показали, что при сверхтонком измельчении вещества приобретают необычные свойства: разрушаются кристаллические решетки минера-

лов (деструкция, аморфизация), меняется их химический состав и структура, формируются совершенно новые минералы: например, нефелин превращается в альбит, мусковит — в вермикулит. С помощью механохимической активации твердофазные реакции при совместном измельчении привели в опытах В. И. Молчанова к образованию шпинелей, хромшпинелидов и т. п. Частным случаем деструкции горных пород является экстракция, или селективное выщелачивание, отдельных компонентов при измельчении в соответствующей среде растворителя. Последнее, нам представляется, имеет большой интерес в вопросах об источниках минерализаторов. Нередко возникает вопрос: откуда мигрирует магний, кремний и т. д. В таких случаях исследователи обычно прибегают к мантийному или магматическому источнику, в то время как компоненты просто перераспределяются на месте (Долгов, 1965б).

Таким образом, метаморфический апогипербазитовый генезис определенной группы габброидов, неизменно сопутствующих гипербазитам, хорошо устанавливаемый по геолого-структурным факторам, вполне реален и с физикохимических позиций. Выделяя и характеризуя этот тип габброидов, у нас нет сомнения в существовании интрузивных габбровых массивов, в отдельных случаях пространственно приуроченных к гипербазитам. Однако трудно допустить их исключительное воздействие на гипербазиты, обусловливающее такие универсальные метаморфические и метасоматические процессы в гипербазитах, как серпентинизация, оливинизация, перекристаллизация, пироксенизация, образование метаперидотитов, метагаббро, а также метаморфические изменения или метасоматическое формирование хромитовых руд, находящихся в глубинах массивов. Тем более трудно представить формирование, таким образом, вертикально стратифицированного дунит-перидотит-пироксенит-метагаббрового офиолитового комплекса.

В гипербазитовых массивах, не сопровождающихся габброидами, наблюдается такая же закономерная «стратификация» и те же процессы изменения, что и в гипербазитах, ассоциирующих с магматическими габбро. Интенсивность процессов изменения гипербазитов в том и другом случае одинакова, а иногда эти изменения более интенсивны в мелких массивах, не ассоциируюших с габбро.

Следовательно, полосчатые габброиды, располагающиеся в краевых частях гипербазитовых массивов, носят метаморфогенный характер. Их формирование является следствием вторжения в литосферу твердых гипербазитовых блоков.

Глава II

БРЕКЧИИ ВЗРЫВА В СВЯЗИ С ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫМИ МАССИВАМИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И САЛАИРА

Проведенными за последние годы геологическими исследованиями в западной части Алтае-Саянской области выявлены своеобразные брекчии существенно ультраосновного состава, ассоциирующие с гипербазитовыми массивами. Эти брекчии характеризовались различными геологами как терригенные образования, как коры выветривания, базальные конгломераты, конгломерато-брекчии или брекчии вулканического взрыва. Отдельные их разновидности относились к брекчированным порфиритам и меймечитоподобным породам.

Аналогичные брекчии известны в Туве, на Урале, Камчатке, Казахстане и в других регионах СССР, а также за рубежом. В литературе они освещены слабо. Обобщающих работ по ним нет. Имеются лишь отрывочные сведения по отдельным участкам проявления их в связи с характеристикой массивов ультраосновных пород.

Более подробное и целенаправленное ознакомление с указанными брекчиями в Кузнецком Алатау и на Саланре подтвердило наше предположение об их значении как определенном закономерном геологическом образовании, заслуживающем специального и всестороннего изучения.

В гипербазитовых массивах Кузнецкого Алатау брекчии выявлены и обследованы в поле в 1963—1965 гг. О. Г. Коноваловой, А. Н. Платоновым и Н. А. Прусевич. В указанные годы и в 1973 г. они исследовались Н. А. Прусевич с целью выяснения их вещественного состава, структурно-морфологических и генетических особенностей.

В 1965—1967, 1972 гг. изучались ультраосновные брекчии, находящиеся среди серпентинизированных дунитов в Мартыново-Шалапском гипербазитовом массиве на Салаире (Прусевич, 1972). В 1974 г. аналогичные брекчии нами обнаружены в районе Верх-Аламбайского массива гипербазитов.

Ниже приводим результаты наших исследований.

Брекчии Кузнецкого Алатау

В данном регионе брекчии выявлены в гипербазитовых массивах гор Становой Хребет, Чемодан, а также в Бархатном и Прокопьевском массивах (см. рис. 2). Они развиты на участках сопряжения гипербазитовых блоков и в их периферических контактовых и эндоконтактовых частях в основном среди дунитов. Брекчии нередко образуют группы сближенных тел (рис. 20).

По данным геологического картирования (Прусевич, 1975) и магнитной съемки, тела брекчий имеют в плане изометричную (очковую), жилообразную или пластовую форму (рис. 21, 22), в разрезе — жилообразную, воронкообразную, очковую (табл. XVI). Диаметры изометричных тел брекчий варьируют от 10 до 250 м, размеры жилообразных тел 1—3×10—20 м.

Породы, окружающие тела брекчий, интенсивно перемяты, разлистованы, участками закручены или дугообразно изогнуты (рис. 23, 24). Ориентировка трещиноватости бессистемная, веерообразно рас-

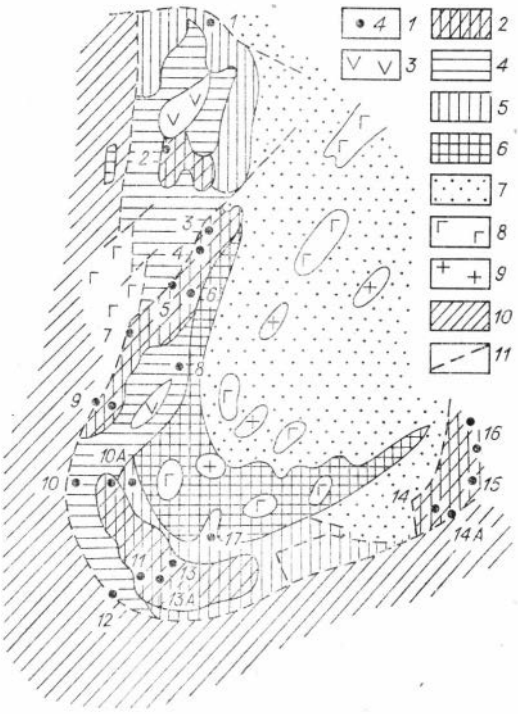


Рис. 20. Расположение тел брекчий взрыва в гипербазитовых массивах гор Чемодан, Становой Хребет. Составила Н. А. Прусевич.

1 — тела брекчий и их номер; *2* — дуниты; *3* — гарцбургиты; *4* — серпентиниты; *5* — дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс; *6* — апогипербазитовые габброиды; *7* — брекчированные эффузивы, габбро-диабазы, габбро-порфириты, туфы, туфосланцы, туфобрекчии среднего и основного состава; *8* — габбро, *9* — гранитоиды; *10* — метаморфические сланцы; *11* — дизъюнктивные контакты и нарушения.

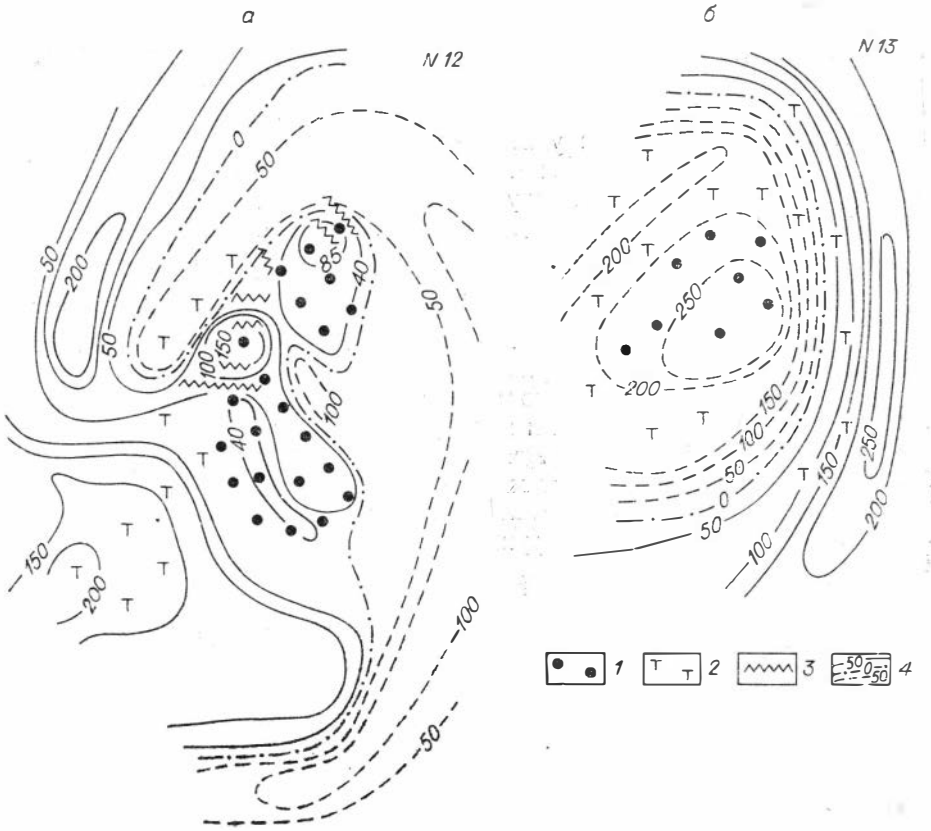


Рис. 21. Магнитные планы участков тел брекчий взрыва по кл. Становому (*а*, *б* — соответственно участки № 12, 13). Составил А. Н. Платонов, 1965 г. Геологическая интерпретация Н. А. Прусевич.

1 — брекчии; *2* — дуниты, серпентиниты; *3* — дайки; *4* — изолинии значений ΔTа в миллиэрстедах и нулевая изолиния.

ходящаяся от тела брекчий. Контакты брекчий с вмещающими породами четкие, но неровные. Местами наблюдается волнообразное пластообразное налегание брекчий на серпентиниты. Брекчии по внешнему виду напоминают бетон, кору выветривания, конгломерат, иногда эруптивную или тектоническую брекчию (табл. XXI, XXII).

Брекчии состоят из разновеликих и разнообразных по составу обломков, среди которых преобладают обломки ультраосновных пород,

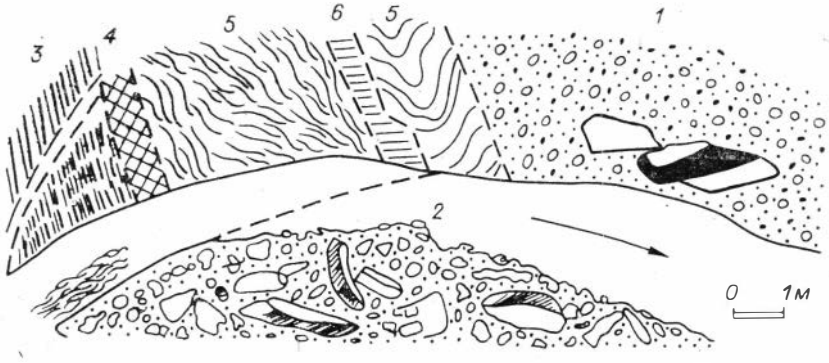


Рис. 22. Выходы брекчий взрыва по кл. Становому (обн).

1, 2 — брекчии: *1* — крупнообломочные, *2* — мелкообломочные; *3—6* — перемятые серпентиниты с системой трещин: *3* — вертикальной, *4* — ромбоэдрической, *5* — плойчатой, *6* — горизонтальной.

сцементированных туфовидным и раздробленным до дисперсного состояния материалом, в той или иной степени карбонатизированным, серпентинизированным, хлоритизированным или флогопитизированным (табл. XVIII—XXII, рис. 25—30). Состав обломков — включений зависит от состава окружающих тело брекчии пород и представлен в основном дунитами, серпентинитами, перидотитами, в меньшей степени — габброидами, гранитоидами, дайковыми породами, сланцами, афиболитами и некоторыми другими породами.

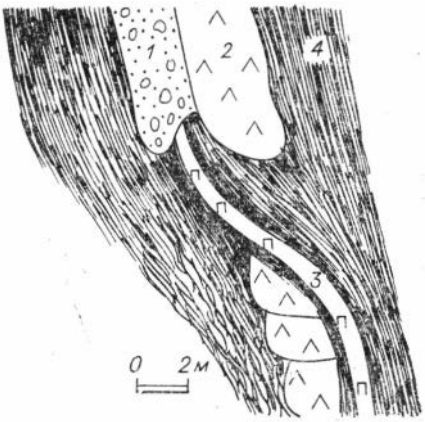


Рис. 23. Характер взаимоотношения брекчии взрыва (*1*), даек лампрофира (*2*), порфирита (*3*) и вмещающих серпентинитов (*4*). Кл. Маралий (обн).

Крупные включения имеют округлую эллиптическую сглаженную форму. Мелкие — щебневидную, щеповидную, клиновидную, игловидную, микролитовую или, так же, как и крупные, округлую, линзовидную, пелитовую. Участками брекчии разбиты на удлиненные трапецеидальные брусочки (табл. XVI).

Ориентировки или упорядочения включений в пространстве обычно не наблюдается, хотя на отдельных небольших участках они бывают расположены субпараллельно и в них заметно чередование крупнообломочного материала с мелкообломочным с постепенными переходами друг в друга (см. рис. 22, 24).

Включения пород и минералов не имеют четких очертаний, они нередко резорбированы, корродированы, основная масса проникает во включения. Игольчатые минералы растянуты или расположены в виде радиально-лучистых агрегатов, вокруг некоторых включений наблюдаются келифитовые каймы (табл. XX).

Основная масса брекчии подвержена вторичным изменениям. Характер изменений зависит от первоначального состава исходных пород, минерализующих растворов и степени раздробленности минерала. Крупноглыбовый материал брекчий чаще связан катакластическим «рыхлым» материалом, а мелко- и тонкообломочный — гидрохимическим (хлорит-серпентин-карбонатным и гидрослюдистым).

По характеру вторичных изменений основной массы брекчии подразделяются нами на три типа: 1) с флогопитизированной связующей массой; 2) с существенно карбонат-керолитовой связующей массой; 3) с гидрослюдисто-хлорит-серпентиновой и микро-ультракатакластовой (дисперсной) основной массой.

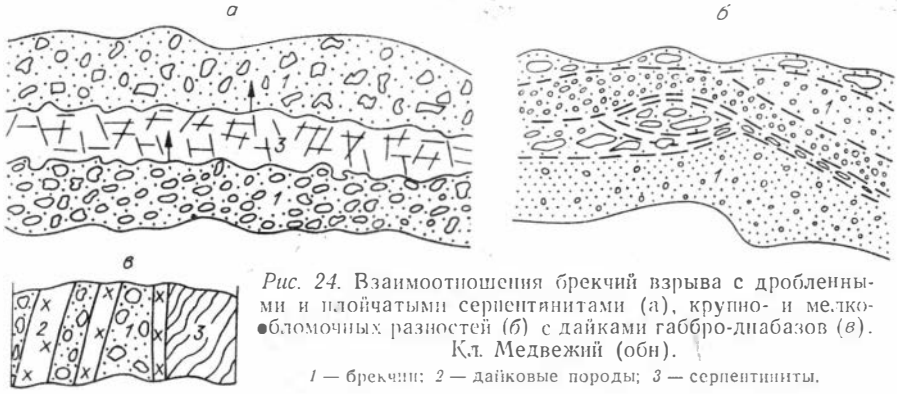


Рис. 24. Взаимоотношения брекчий взрыва с дробленными и плойчатыми серпентинитами (а), крупно- и мелкообломочных разностей (*б*) с дайками габбро-диабазов (*в*). Кл. Медвежий (обн).

1 — брекчии; *2* — дайковые породы; *3* — серпентиниты.

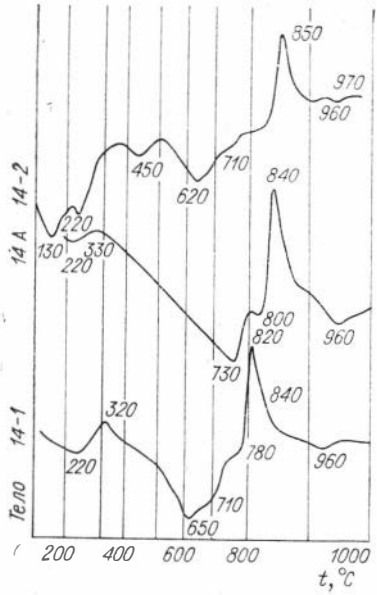


Рис. 25. Термограммы брекчий взрыва с флогопитизированной основной массой. Брекчии тел-14 (пробы 14-1, 14-2) и 14А. Термический анализ проведен в лаборатории Западно-Сибирского геологического управления (ЗСГУ). Аналитик М. П. Симкина.

Местами в составе брекчий участвуют сколецит, жадеит, альбит и щелочная роговая обманка.

Весьма характерно, что перечисленные типичные гидротермальные минералы, входящие в состав основной массы, участвуют в ней в виде вторичных, поровых выполнений, прожилково-вкрапленных и гнездовых образований, а также нередко встречаются в ее составе в виде раздробленных катаклазированных зерен. Это свидетельствует о неоднократном брекчировании. Сколецит, жадеитизированный диопсид, альбит, керолит формируют иногда самостоятельные жилоподобные образования в брекчиях и во вмещающих брекчии сплоенных перемятых и тоже брекчированных серпентинитах и сами в свою очередь раздроблены и входят в состав брекчии.

1. Брекчии с флогопитизированной основной массой слагают тело 14, обнажающееся в устьевой части кл. Б. Медвежьего. Брекчии располагаются здесь в южном контакте Ивановского гипербазитового блока, сложенного черными углистыми дунитами (центральная часть), верлитами и пироксенитами (краевые части). Два изометричных тела брекчий (14 и 14А), имеющие в наибольшем измерении 100 и 50 м, локализуются в будинированных, разлинзованных, участками сплоенных серпентинитах, контактирующих с углисто-кремнистыми сланцами и туфобрекчиевыми эффузивовидными образованиями среднего состава. В краевых частях брекчии перемежаются с серпентинитами и дайками (см. рис. 24).

В наиболее хорошо обнаженной и отпрепарированной части улавливаются слабо выраженная полосчатость, заключающаяся в обогащении отдельных горизонтов относительно более грубообломочным материалом. Выходы брекчии 14 и 14А находятся в борту ключа среди болотистой задернованной поймы в 200 м друг от друга.

Обломки или включения в этих телах брекчий представлены черными (углистыми) и желто-зелеными дунитами, тонкозернистыми черно-зелеными серпентинитами, пироксенитами, мелко- и среднезернистыми габбро, микрогаббро, лейкократовыми габбро, амфиболитами с вкрапленностью халькопирита, габбро-порфиритами, лампрофирами, черными слабо раскристаллизованными эффузивами. Крупные (5—10 см и более) включения сглажены и чаще имеют округлые формы, но содер-

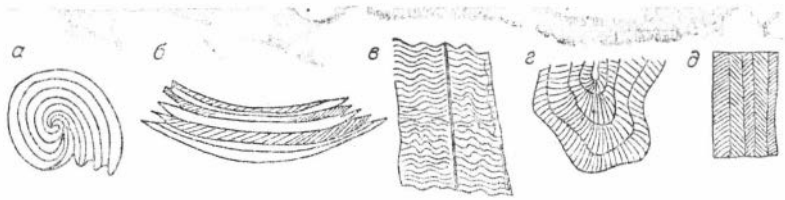


Рис. 26. Характер деформации включений серпентинита в брекчиях взрыва.
а — закрученные; *б* — зазубренно-изогнутые; *в* — плойчатые; *г* — радиально-лучистые; *д* — полосчатые.

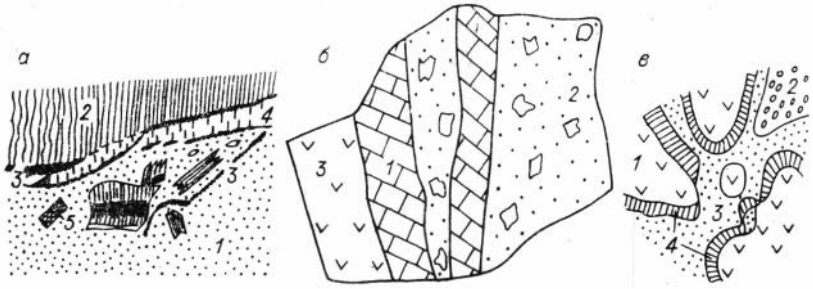


Рис. 27. Характер взаимоотношения включений с основной массой.

а — на контакте скрытокристаллической основной массы (*1*) и серпентинита (*2*) наблюдается рудная сыпь (*3*) и оторочка из контронита (*4*), *5* — роговая обманка; *б* — прожилковатые образования сколецита (*1*) на границе брекчии (*2*) и дайки (*3*); *в* — радиально-лучистые оторочки керолита (*4*) вокруг обломков скрытокристаллической стекловатой породы, возможно, серпентинита (*1*), располагающихся в тонкозернистой карбонатизированной основной массе (*3*); *2* — обломок полуизотропной тонкообломочной породы.

жатся включения вытянутой остроугольной неправильной формы. Например, в теле брекчии 14А включение кварц-амфиболового гнейса присутствует в виде дугообразно изогнутой с зазубренными краями «щепы» размером 40×10×3 см.

Связующая масса шоколадно-светло-серого цвета имеет фарфоровидный пористо-кавернозный облик, напоминающий шлак. Она содержит множество мелких до микроскопических включений перечисленных пород и слагающих их минералов, а также флогопит, погруженный в пузыристую дисперсную массу. Участок основной массы, более или менее свободный от включений, под микроскопом напоминает брекчированный и катаклазированный слюдяной лампрофир (табл. XVIII). Его состав: пироксен — 40—45%, флогопит — 30%, полевой шпат — 15—20%, рудный минерал, оливин серпентинизированный и замещенный иддингситом, серпентин, магнезиально-железистый хлорит, пренит, гидромусковит, апатит, кальцит, цоизит, амфибол, сфен и дисперсная изотропная масса. В основной массе развиваются цеолиты (ломонтит (?), сколецит, натролит.

Моноклинный пироксен (близкий к диопсид-авгиту) образует короткопризматические зерна с хорошо выраженной системой спайности ($cNg = 36°$). В некоторых из них отмечается структура песочных часов и двойники. Размеры зерен пироксена 0,7×0,4—0,2×0,1 мм.

Флогопит образует пластинки размером 0,8×0,4—2,4×0,56 мм, которые в основном раздроблены, изогнуты и часто содержат включения зернышек как пойкилитовые вростки. Показатели преломления, замеренные в иммерсии у флогопита, следующие: по $Ng = 1,597$, по $Np = 1,550$.

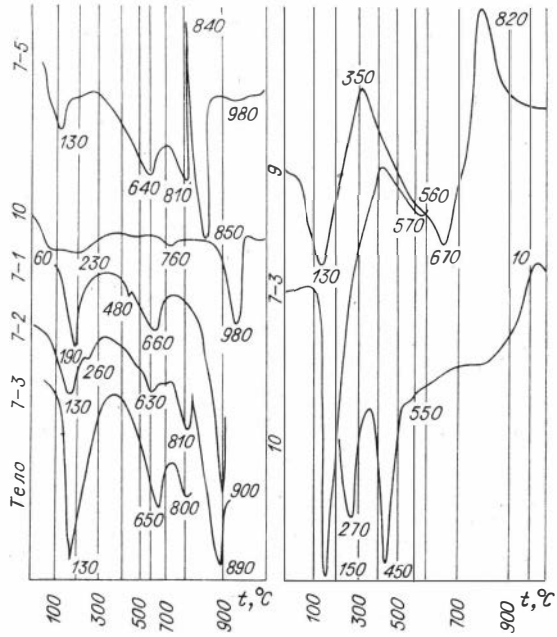


Рис. 28. Термограммы керолит-карбонатно-связующей массы тела брекчий 7, 9, 10. Термический анализ проведен в лаборатории ЗСГУ. Аналитик М. И. Симкина.

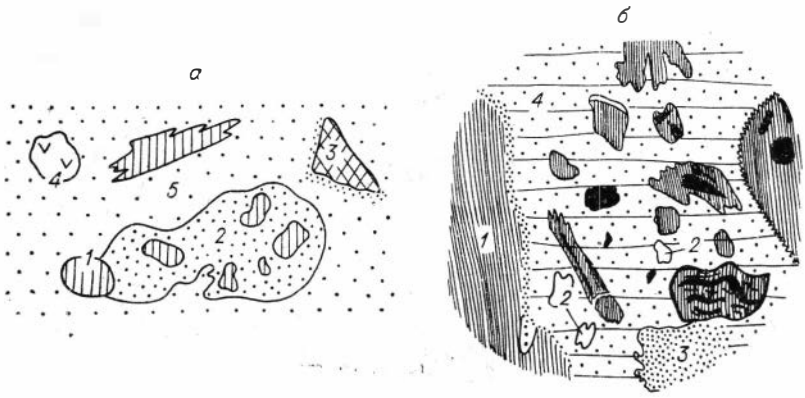


Рис. 29.

а — брекчия в брекчии. Обломок брекчии, состоящий из серпентинита (*1*) в бурой изотропной стекловатой массе (*2*), расположен вместе с обломками серпентина, пироксена (*3*), дайковой породы (*4*) в тонкозернистой основной массе (*5*); *б* — прозрачные, сплоенные обломки серпентинита (*1*) с каемкой из карбоната с магнетитом, листочки нонтронита (*2*) беспорядочно располагаются в хлоритизированной и серицитизированной тонкообломочной основной массе (*4*); *3* — участки интенсивной карбонатизации.

Плагиоклаз замещается эпидот-цоизитом и образует призматические, часто раздробленные зерна, по составу близкие к альбит-олигоклазу, иногда замещен пренитом.

Амфибол (тремолит-актинолитового ряда) развивается по краям зерен пироксена в виде бесцветных или плеохроирующих от синевато-зеленого до желтовато-зеленоватого цвета пластинок ($cNg=20°$).

Хлорит образует тонкочешуйчатые агрегаты с низкими цветами интерференции и является продуктом замещения темноцветных минералов.

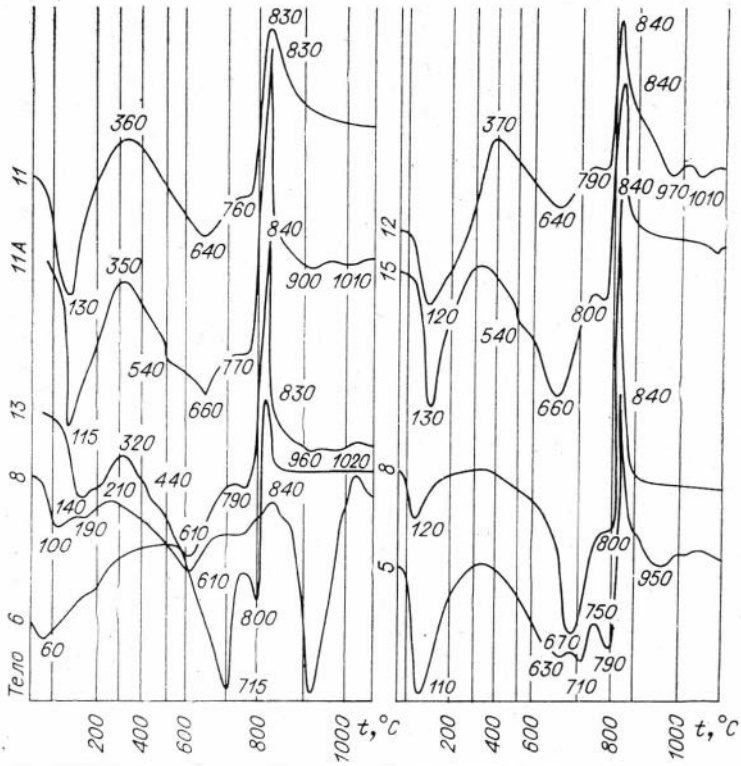


Рис. 30. Термограммы брекчий с гидрослюдисто-хлоритовой основной массой. Термический анализ проведен в лаборатории ЗСГУ. Аналитик М. И. Симкина.

Состав связующей массы брекчии тела 14 изучался термическим способом (см. рис. 25). Этот анализ подтверждает петрографические определения.

2. Брекчии карбонат-керолитовые слагают тела 7, 9, 10, 10А и 17. Тело 7 расположено на западном склоне горы Кедровой в левом борту Красной Речки на контакте гипербазитового тела с амфиболитами конжинской свиты верхнего протерозоя. В западном контакте брекчии тело 7 лежит на амфиболитах, затем на серпофитоподобных восково-просвечивающих пятнистых серпентинитах, выше по склону — на дунитах. Оно размывается круто спускающимся по склону ключиком с глубокими каньонообразными бортами, в которых на протяжении более чем 200 м по горизонтали и не менее 50—70 м по вертикали обнажается зеленовато-белая керолит-карбонатная масса с редкими «плавающими» в ней расплывчатыми «дендритовидными» и угловато-удлиненными некрупными реликтами включений. В центральной части тела преобладает основная масса и включений в ней относительно немного, а к периферии количество включений постепенно увеличивается. Они становятся крупнее по размеру и слабее изменены. Цементирующая основная масса к периферии также слабее карбонатизирована и серпентинизирована. Таким образом, в обнажении брекчии улавливается некоторая зональность, выразившаяся или в дифференциации материала по его размерам, сортированности и составу, или в интенсивности его вторичных изменений.

Включения брекчии тела 7 представлены главным образом дунитами, пятнистыми апоперидотитовыми серпентинитами и желто- и темно-зеленым, восково-просвечивающим серпофитоподобным серпентином, полосчатым габбро, дайковыми породами и графитсодержащими амфиболитами.

Серпентин включений зазубрен, изогнут, закручен и гофрирован (см. рис. 26), зерна его нередко разорваны и раздвинуты основной массой. В брекчии тел 7 и 9 встречаются включения серпентинита полосчатого и радиально-зонального строения. Крупные и мелкие включения содержат венчики золотисто-желтого пластинчато-чешуйчатого нонтронита, вермикулита или монтмориллонита.

Основная масса в центральной части тела 7 состоит из карбоната, керолита, нонтронитизированного и карбонатизированного микрокатаклазита или диспергита (табл. XIX). Карбонат — белый, сахаровидный, иногда радиально-лучистый или почковидный, мелко-, средне- и крупнозернистого сложения. Он образует самостоятельные изометричные агрегаты и в виде тонкой вкрапленности микрожилок и гнездышек участвует в составе ультрамилонитовой основной массы.

В составе карбоната, согласно термическому анализу (см. рис. 28), преобладает кальцит и присутствует доломит. В карбонатной массе брекчий 10, 10А и 17 установлен также сколецит (см. рис. 27, *б*).

Керолит ассоциирует с кальцитом, образуя с ним полосчато-бурундучные и гнездовые агрегаты (табл. XIX). Макроскопически керолит от кальцита отличается плотным фарфоровидным сложением с раковистым изломом и зеленоватым оттенком. Под микроскопом видно, что керолит образует поперечно-волокнистые шнуры, оконтуривающие участки интенсивно и слабо карбонатизированного микрокатаклазита. Химический анализ (табл. 6) указывает на высокое содержание в мономинеральной фракции керолита кремнекислоты, поэтому полагаем, что совместно с керолитом находится халцедон. Термический анализ подтверждает наличие керолита в связующей массе брекчии 7 (см. рис. 28). Керолит по составу сходен с таковым, описываемым И. В. Витовской и С. И. Берхиным (1966), а также Д. Е. Пономаревым и Н. И. Кириенко (1972).

Таблица 6

Химический состав брекчий взрыва, вес. %

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	Ni	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	П.п.п.
1	41,62	0,70	10,82	0,22	3,93	4,92	0,23	0,05	17,66	8,17	0,47	0,62	0,19	0,50	—	9,86
2	41,38	0,56	10,86	0,35	3,73	4,54	0,17	0,05	21,20	7,76	0.33	0,43	0,14	0,81	—	6,44
3	82,33	0,03	0,19	0,02	0,36	1,16	0,02	Не обн.	7,03	0,13	0,06	0,05	0,02	0,27	—	7,57
4	40,78	0,39	6,86	0,60	5,73	1,85	0,14	0,09	27,44	2,21	0,49	0,10	0,08	1,13	—	11,93
5	42,55	0,63	10,01	0,20	6,24	3,78	0,23	0,05	18,59	8,30	0,47	0,75	0,46	0,45	—	8,03
6	45,23	0,42	8,75	0,55	5,91	3,57	0,21	0,24	22,30	3,39	0,40	0,60	0,16	0,13	0,01	8,23
7	41,62	0,36	8,80	0,83	6,37	3,29	0,17	0,12	24,20	3,71	0,47	0,43	0,18	0,09	0,02	9,93
8	41,89	0,12	2,95	0,60	6,01	1,63	0,14	0,12	35,22	0,84	0,03	0,12	0,03	0,32	—	11,59
9	42,26	0,45	10,95	0,29	4,92	2,91	0,10	0,05	23,66	4,68	0,30	0,55	0,07	0,17	0,02	9,39
10	44,58	0,38	11,92	0,26	2,80	3,86	0,09	0,05	20,22	6,40	0,40	0,47	0,08	Сл.	0,03	8,01
11	41,85	0,45	11,77	0,30	4,31	3,30	0,23	0,05	21,84	5,31	0,70	0,35	0,08	0,32	—	9,77
12	37,13	Сл.	0,54	0,68	3,96	5,93	0,19	0,16	42,10	2,34	Сл.	0,03	0,04	1,71	—	6,67
13	38,60	1,96	15,84	0,01	6,33	5,59	0,21	0,05	12,20	7,68	1,70	1,15	0,64	0,34	Сл.	7,90
14	42,22	2,04	16,12	0,01	3,89	6,61	0,18	0,05	11,00	9,00	2,20	0,55	0, 46	0,31	0,02	5,83
15	47,13	0,93	16,12	0,03	0,91	7,53	0,14	Сл.	5,97	7,09	2,95	1,10	0,30	5,57	0,10	8,86
16	36,41	0,16	0,45	0,47	4,54	2,54	0,11	0,40	41,19	0,26	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	Не обн.	14,16
17	37,56	Не обн.	5,79	0,28	10,27	5,10	0,17	0,16	25,42	4,22	0,22	0,14	0,32	0,13	0,02	9,20
18	41,99	2,18	10,69	0,17	2,38	10,09	0,13	0,11	18,31	8,21	0,82	0,10	0,25	0,18	Сл.	5,33

Примечание. Кузнецкий Алатау: 1, 2 — флогопитизированная основная масса 14 и 14А брекчий, 3—5 — керолит-карбонатная основная масса брекчии 7. (Проба 3 с халцедоном и предварительно обработана HCl, 6—12 — гидрослюдисто-хлорит-микрокатакластовая основная масса соответственно брекчий 2, 4, 8, 11, 12, 14. Включения альбит-жадеитовых и щелочных пород в брекчии: 13 — кл. Прожилковый (брекчия 4), 14 — р. Красная Речка (брекчия 6), 15 — массивный голубой туф в виде дайки в брекчии 12. Салаир: 16—18 — брекчии Мартыново-Шалапского массива.

В периферийной части тела 7 связующая масса в основном катакластовая с хлоритом и гидромусковитом.

3. Брекчии с гидрослюдисто-хлорит-серпентиновой и ультракатакластовой связующей массой. К подобного типа брекчиям относятся, например, выходы тел 3—6, 8, 11—13, расположенные в центральной и юго-западной частях массива (см. рис. 20), среди наиболее обширных полей метасоматических хромитоносных дунитов.

Морфологически это изометричные гнездовые и жилообразные тела. Наибольшее из них — тело 5 по Красной Речке прослеживается на 250 м в длину и на 65 м в ширину по руслу и террасам этой речки. Протяженность тела 8 по ключику составляет 100 м, а тела 12 — 40 м. Видимая ширина их 30 и 6,5 м. Высота обнажений данного типа брекчий небольшая. Она нигде не превышает 10 м.

Взаимоотношения тел брекчий с вмещающими породами тектонические. Последние сильно раздроблены, рассланцованы, участками сплоены и брекчированы (см. рис. 23, табл. XVI), насыщены дайками. Реже в них и в брекчиях образуются коленчатые жилки родингитов, жадеитизированных пироксенитов, клиноцоизит-пироксенитов, альбититов и натролитов. В краевых частях нередко видно, как брекчии залегают на серпентинитах, дайковых породах или (например, в обнажении брекчии тела 12) на породах, представляющих собой автохтонную брекчию из крупных (до 10 м^3 и более) ксеноблоков серпентинита, порфирита, кристаллокластического крупно- и тонкозернистого туфа. В раздробленные серпентиниты по трещинкам проникает тонко- и мелкообломочная брекчия с образованием в приконтактовых зонах скоплений рудного вещества (табл. XXI, см. рис. 27). Брекчию рассекают кварц-карбонатные жилки, содержащие реликты брекчиевого материала. В телах брекчий нередко наблюдается ритмичность, проявляющаяся в изменении (в плане и разрезе) крупности, состава и формы включений, количественного соотношения включений и связующей массы.

Так, в средней части тела брекчии 8 отмечается чередование крупнообломочной брекчии (20 см) с мелкообломочной (1—2 см) и горизонтом крупных, слабо обработанных, но сплюснутых глыб порфирита, лежащего на тонкообломочном (аргиллитоподобном) слое. В выходе брекчии тела 11 также видны некоторые элементы «дифференциации» и следы «течения» брекчированного материала. Крупноглыбовая неотсортированная брекчия лежит на мелкообломочной плитчатой. Плитчатые обломки располагаются субгоризонтально, напоминая кирпичную кладку или черепичное покрытие. Щели между плитками заполнены тонкозернистой брекчиевой массой. Плитчатые разности чередуются с тонкообломочными, создавая подобие слоистости. Слои указанных разностей не прямолинейны, а волнообразны.

Следы «течения» пластичной массы заключаются в том, что различные по крупности и составу порции ее пластообразно «наплывают» друг на друга. Очевидно, это связано с прерывистым многоактным поступлением раздробленного материала из разных мест и с различных расстояний. Естественно, что тонкий материал претерпел более продолжительную транспортировку, щебнеобразный и плитчатый (более или менее однородный) — раздроблен на месте, а крупноглыбовый перемещен с относительно недалеких, окружающих тело брекчии участков. Об этом же свидетельствует и состав крупноглыбового материала, отвечающий таковому близлежащих пород.

Состав этого наиболее распространенного типа брекчий весьма разнообразен. В нем принимают участие все разновидности ультраосновных пород массива — габброиды, гранитоиды, метасоматические и дайковые образования, вмещающие метасоматические, осадочные и вулканогенные породы.

В валовом составе включений брекчии тела 12 преобладают включения ультраосновных пород — оливиниты, серпентиниты фисташково-зеленые с вкрапленностью хромита, темно-зеленые дуниты, серпентиниты, пироксениты, перидотиты, оливин-антигоритовые образования, соссюритизированные габбро, порфириты, габбро-диабазы и другие, точнее, неопределенные дайковые породы, а также обломки, аналогичные описываемой брекчии, т.е. брекчии в брекчии (см. рис. 29). Глыбы размером до 1 м составляют около 5% общего объема брекчии, включения размером 60—80 см — 15%, 10—50 см — 30%, менее 10 см — 50%. Форма включений остроугольная и обработанная.

Тело брекчии 8 состоит из включений перидотитов, дунитов, оливинитов, серпентинитов, пироксенитов, габбро, дайковых и жильных пород. Включения содержат келифитовые каемки, основная масса карбонатизирована, нонтронитизирована (см. рис. 30). Для брекчии характерен небольшой размер включений (2—3 и 4—5 см), более крупные включения редки. Глыбы размером 1—1,5 м³ составляют не более 1%. Существенную роль в сложении этого тела брекчии играют тонкообломочные, пористые аргиллитоподобные (шипящие от HCl) образования.

В сложении брекчии тел 5 и 6 наряду с ультраосновными породами, габброидами и гранитоидами в заметном количестве присутствуют камптониты, пятнистые и полосчатые перидотиты, а в мелких прожилках брекчий, внедрившихся в серпентиниты, на их контактах очень часто образуется асбофит.

В отличие от других брекчий тела 3 и 4 содержат большое количество дунитов, фисташково-зеленых серпентинитов с вкрапленностью хромита, меньше — плагиоклазитов, альбититов, а также породы, по составу близкие к габбро-порфиритам. В этих же брекчиях присутствуют дугообразно изогнутые дайковидные тела (0,7 м мощностью) серо-зеленого выветрелого диабаза, а вмещающие их серпентиниты, как и брекчии тел 10—17, рассечены будинированными коленообразными жилками (до 20 см мощностью) родингита, жадеитизированного пироксенита, альбитита.

Связующая масса характеризуемых тел в основном гидрослюдисто-хлорито-микрокатакластовая. В отдельных участках она зеленоватая, стекловатая, изотропная (дисперсная).

В ее сложении, так же как и в предыдущих типах, участвует множество микрокатакластов различного состава: слюда, хлорит, эпидот, амфибол, рудные минералы, плагиоклаз, оливин, пироксен и др., редко альбит, жадеит, щелочная роговая обманка. Связующая масса в той или иной степени подвержена процессам карбонатизации, хлоритизации, нонтронитизации, цеолитизации, лимонитизации, гематитизации, участками асбестизации, серпофитизации (офитизации).

Состав перечисленных минералов подтвержден петрографическим, химическим, термическим анализами (см. табл. 6, рис. 30).

Под микроскопом брекчия с гидрослюдисто-хлорито-микрокатакластовой основной массой выглядит как порфирокластическая порода, несущая следы гидротермальной переработки в виде межпоровых новообразований гидрослюды, хлорита, серпентина, карбоната, цеолитов, маггемита, нонтронита и т. п. Вся эта масса очень тесно примыкает к включениям, корродирует, обтекает и затекает в них, напоминая спек. В нем содержится множество (50% объема породы) разновеликих угловатых, округлых слабо оплавленных, линзовидных, клиновидных и игловидных обломков пород и минералов, вплоть до ультрамикроскопических или дисперсных частиц. Клиновидные, игловидные включения обычно характерны для серпентина (табл. XXI). Микровключения неотсортированы и разноориентированы. Наиболее крупные и округлые обломки представлены породами кислого и среднего состава (до 6 мм

в поперечнике). На примере описания шлифов из тел брекчий 3—6 (табл. XXII) состав включений следующий: преобладают включения серпентинитов и серпентинизированных ультраосновных пород — дунитов, перидотитов, пироксенитов; в меньшем количестве в брекчиях содержатся измененные габбро, различные габброиды, граниты, сиениты и небольшие по размерам включения сланцев микрослюдистого состава, обломки измененной породы гидрослюдисто-хлоритового состава, обломки обломочных ультраосновных пород. Ниже дается краткая петрографическая характеристика различных пород, находящихся в брекчии в качестве включений.

Дунит серпентинизированный имеет тонкопетельчатую структуру на фоне просвечивающей аллотриоморфно-зернистой структуры, состоит из зерен серпентинизированного оливина, сцементированных петлями и шнурами грубоволокнстого хризотила. По трещинкам дробления в дуните развиты жилки грубоволокнистого хризотила со значительной примесью магнетита. Магнетит образует также самостоятельные микрожилки. Метаморфизованная хромшпинель в породе составляет 1—2%. Встречаются дуниты с более интенсивной серпентинизацией, между шнурами хризотила которого располагаются очень мелкие реликты оливина линзовидной формы. В краевой части крупных включений антигоритового серпентинита местами сохраняются таблитчатые реликты бесцветного салита ($Ng=1{,}706$; $Np=1{,}684$). Включения дунитов, перидотитов в брекчии имеют линзовидную или округлую форму, включения серпентинитов обычно клиновидные, игловидные, даже червеобразные. Сложены серпентиниты обычно листоватым, пластинчатым антигоритом, микроантигоритом с кучечными и струйчатыми скоплениями в серпентините магнетита. Некоторые обломки серпентинита имеют корродированные цементирующей массой края, без четких ограничений и как бы разъедаются ею. Часто обломки серпентинита окрашены лимонитом, полностью или частично изотропны, напоминая стекло.

Описанные ультраосновные породы встречаются нередко в брекчированном состоянии.

Брекчированный пироксенит состоит из довольно крупных разноориентированных табличек салита с заглаженными краями, располагающихся в мелкопластинчатом антигорите, окрашенном гидроокислами железа, или в очень буром недиагностируемом цементе. В брекчированных перидотитах наряду с обломками пироксена содержатся обломки серпентина, судя по его структуре, образовавшегося по оливину. Те и другие погружены в раздробленную серпентин-хлоритовую массу.

В обломках метаморфизованного габбро структура в какой-то мере сохраняется паналлотриоморфно-зернистой, но чаще породы давленные. Обломки габбро состоят из таблитчатых образований клиноцоизита и актинолит-тремолита ($Ng=1{,}642$; $Np=1{,}615$, двупреломление 0,027). Зерна роговой обманки часто имеют ясные поперечные срезы с двумя системами спайности, иногда раздавленные до образования изогнутых волокнистых и игольчатых агрегатов. В других обломках (более редких и мелких) основных пород наряду с клиноцоизитом и небольшим количеством светло-зеленого амфибола присутствует голубовато-зеленая или даже бурая базальтическая роговая обманка.

Обломок гранодиорита (?) имеет гипидиоморфно-зернистую структуру, состоит из кварца и альбита, между зернами и вокруг зерен которого в виде каймы располагается калиевый полевой шпат. Кварц ксеноморфен к полевым шпатам. Темноцветный компонент не сохранился.

В брекчии содержатся бескварцевые полевошпатовые породы и обломки гранитов. В катаклазированных гранитах по всем трещинам дробления развит гидромусковит.

Мелкие обломки сланцев гидрослюдистого состава сложены зеленоватой и бурой роговой обманкой, плагиоклазом, кварцем, пироксе-

ном, клиноцоизитом, эпидотом, гидробиотитом, гидрослюдами. Обломки по форме округлые и угловатые, игловидные и микролитовые. Довольно часты линзовидные обломки (0,4—0,6 мм в поперечнике) магнетита, всегда окруженного каймой серпентина, возможно — хлорита (?). Обычны включения октаэдрических и ромбовидных метаморфизованных зерен хромита величиной 0,2—0,4 мм в поперечнике, непрозрачных по краям и слабо просвечивающих в центральной части красно-бурым цветом. Иногда по хромиту развивается серпентин и хлорит с магнетитом. В брекчии содержатся обломки бесцветного, изотропного, иногда анизотропного, трещиноватого гроссуляра ($N=1{,}735$) размерами песчанистых частиц.

Очень тонкие микрокатакластические обломки входящих в состав перечисленных пород минералов и серпентина являются основной связующей массой брекчии. Обломки скреплены неиндивидуализированным зеленоватым хлоритовым, гидрохлоритовым и гидрослюдистым, иногда стекловатым материалом, диагностика которого невозможна из-за тонкого перемешивания его с обломками. Гидрослюдисто-хлоритовый и керолитовый состав основной массы является продуктом интенсивной низкотемпературной гидротермальной переработки микрообломков. Основная масса имеет сферолитовое угасание. В шлифах видно, что обломки, замещенные этим веществом, обычно имеют форму пластинок, рогулек, изогнутых подковообразно. Видимо, этим изменениям подвергались осколки стекла и серпентина. Последнее подтверждается наличием такого же хлоритоподобного серпофитового и керолитового вещества в петлях хризотила в серпентинитах. На различных участках основная масса изменяется неравномерно. В ней появляются пятна зеленовато-бурого волокнистого угасающего материала (стекла?) без ясных границ, постепенно сливающегося с мелкообломочным. В наиболее интенсивно измененных участках появляется ориентированность этих гидротермальных минералов. Мелкие обломки полностью перерабатываются, а более зернистый материал располагается струйками. В местах полной переработки серпофит-керолит-хлорит-гидрослюдистая масса прозрачная, ее ленты, петли, корковые образования имеют сферолитовое угасание. Это же вещество проникает в кравые части незамещенных обломков, образуя вокруг них келифитовые каймы. Вообще вокруг обломков связующая масса заметно уплотняется и в первую очередь подвергается таким изменениям. Характерно, что вокруг обломков кварца и в трещинах его обломков образуется изотропное кремнистое вещество (стекло?). Такой кварц обычно имеет как бы оплавленные, очень округлые с заливами контуры.

В обнажении 663 в брекчии содержатся включения камптонита, красно-бурой роговой обманки, альбита, эпидота и клиноцоизита, лейкоксенизированного сфена и гидрохлорита. Скрепляется этот мелкообломочный материал гидробиотитом, гидрохлоритом и нонтронитом.

Камптонит в обломке имеет полосчатую или такситовую текстуру, порфировидную призматически-зернистую до диабазовой структуру, состоит на 50% из красно-бурой щелочной роговой обманки и среднего или основного плагиоклаза с примесью лейкоксенизированного сфена и апатита. В порфировых выделениях — роговая обманка и альбитизированный, иногда полностью превращенный в микроагрегат альбита плагиоклаз. В основной массе зерна плагиоклаза ксеноморфнее, хотя имеют таблитчатую, призматическую форму. Они пятнами по всему зерну или в центральных его частях замещаются соссюритом. Призматическая красно-бурая роговая обманка располагается на большей площади шлифа без всякой ориентировки, а местами полосками субпараллельно или флюидально. По краям зерен роговой обманки развивается кайма зеленой роговой обманки. Апатита содержится в породе до 5%, он пронизывает в виде тонких иголок все плагиоклазовые зерна. Порода имеет

довольно мощные жилки лапчатого альбита со значительной примесью пренита, редко — жилки альбит-хлоритового состава. Розетки пренита и лапчатые агрегаты альбита обычно направлены перпендикулярно простиранию жилок, которые они формируют. Заканчиваясь пирамидально или игловидно, они переходят из обломка камптонита в цемент брекчии или располагаются на их контакте. Пренит и альбит образовывались, очевидно, до взрыва породы, так как их агрегаты встречаются в виде обрывков и брекчии вокруг относительно крупного обломка камптонита. В другом шлифе с одного края обломка такого же камптонита образована кайма раздробленного и спекшегося камптонитового материала мощностью 0,4—1,6 мм. В пределах каймы зерна камптонита раздроблены, раздвинуты и сцементированы землистым бурым материалом, иногда гидробиотитом или гидрофлогопитом. Местами эта кайма прорывается «цементом», вдающимся и в сам камптонит. Контакт между «цементом» брекчии и каймой раздробленного спекшегося камптонита отчетливый, но не резкий. В более мелких и более раздробленных обломках камптонита между зернами плагиоклаза и бурой роговой обманки по трещинам дробления развиваются агрегаты листоватого гидробиотита и лейкоксенизированный сфен.

В брекчии наряду с обломками камптонита содержатся линзовидные, клиновидные изогнутые и сплоенные включения хлоритизированного и гидратированного биотита, хлорита, эпидота, колломорфного хлорита и гидрохлорита или его сферолиты. Последние, видимо, сформированы по изогнутым листочкам, рогулькам, клиновидным и коркообразным осколкам биотита, серпентина и стекла. Некоторые линзовидные агрегаты хлорита имеют зональность. Центральная часть их сложена более бурым слабо плеохроирующим веществом, а кайма светло-желтая, со сфероидальным угасанием. Склеивается этот тонкообломочный материал агрегативным гидробиотитом и колломорфным хлоритом. По границам обломков основная гидробиотит-хлоритовая масса уплотнена, не содержит микрообломочного материала, а иногда непосредственно на контакте обломка и основной массы образован прозрачный жилковатый венчик из гидрохлорита.

В брекчии присутствуют также обломки спессартита со слабощелочным уклоном. Структура спессартита порфировидная, призматически-зернистая. 40—50% породы составляет роговая обманка, а 50—60% — плагиоклаз, как примесь находится лейкоксенизированный сфен и апатит. Вкрапленники плагиоклаза имеют таблитчатую форму, иногда в них проявляется зонарность, центральная часть таблиц соссюритизирована или замещена пренитом; краевая часть зерен альбитизирована. Плагиоклаз основной массы таблитчатый, таблицы его имеют разную величину, полуограненные, альбитизированные, участками интенсивно пренитизированные, в других участках — соссюритизированные. Роговая обманка зелено-бурая, вероятно, несколько щелочная. Ее призмы идиоморфны, она образует вростки в более крупных таблицах плагиоклаза. В ней часты скопления лейкоксена. Между роговой обманкой и плагиоклазом развиты мелколистоватые агрегаты зеленого, плеохроирующего с синими аномальными цветами интерференции пеннина. В этих же промежутках развиваются иногда розетки пренита.

Коротко охарактеризованные породы включений в брекчиях ничем не отличаются от таковых из коренных обнажений. Они не различаются ни по составу, ни по структуре, ни по величине зерен. Отличие заключается лишь в том, что породы включений несут следы структурных деформаций, дислокаций и разрушений, низкотемпературных гидротермальных и экзогенных гидротермальных преобразований и выветривания.

В отдельных случаях наблюдается остеклование тонкораздробленного материала, его уплотнение или спекание, оплавление и псевдотахилитизация.

Брекчии Мартыново-Шалапского гипербазитового массива

Впервые на своеобразие этих брекчий обратили внимание К. В. Кочеткова, А. В. Манаева, проводившие геохимические исследования продуктов коры выветривания и силикатно-никелевых руд в этом массиве. Данные породы определены ими как меймечитоподобные.

Разведочными скважинами в Мартыново-Шалапском массиве довольно часто встречаются брекчии существенно ультраосновного состава с участием обломков вмещающих эффузивно-осадочных пород. Брекчиевая структура их особенно резко проявляется в керне после некоторого пребывания его на открытом воздухе. В результате буровых работ установлены наиболее характерные разности брекчиевых пород среди дунитов и перидотитов в южной, эндоконтактовой, части массива, где они слагают два трубообразных тела размером 800×60×45 и 400×30×25 м (рис. 31).

Вмещающие их дуниты и перидотиты брекчированы и выветрелы.

Порода обладает очень своеобразной порфировой и порфировидной структурами, брекчиевой текстурой и выдержанным темно-зеленым цветом, почти всегда тонкорассланцована. На отдельных небольших (0,2—0,5 м) отрезках керна сохраняются массивные, хотя и брекчированные, ее разности. В тех и других разностях на фоне плотной основной массы резко выделяются черные миндалинки и ксенокристаллы различных минералов размером от долей миллиметра до 0,5, реже 1 см в поперечнике. Количество миндалинок и ксенокристаллов непостоянно.

Брекчии чрезвычайно неоднородны по структуре, текстуре и вторичным изменениям. Для них характерна атакситовая и брекчиевая текстура, участками — однородная и полосчато-сланцеватая, с различной степенью раскристаллизации основной массы, а также количеством и размерами заключенных в ней фенокристаллов и гломеропорфировых образований из железо-магниевых силикатов. Встречаются участки с афировой и плотной структурой. В одном и том же шлифе отмечаются и мелкие зерна клинопироксена, обломки его зерен, а также оливин и ромбический пироксен. На отдельных участках шлифа оливин серпентинизирован, на других — замещен иддингситом. В ксенокристаллах титан-авгит замещен баркевикитом и амфиболом, а идиоморфные

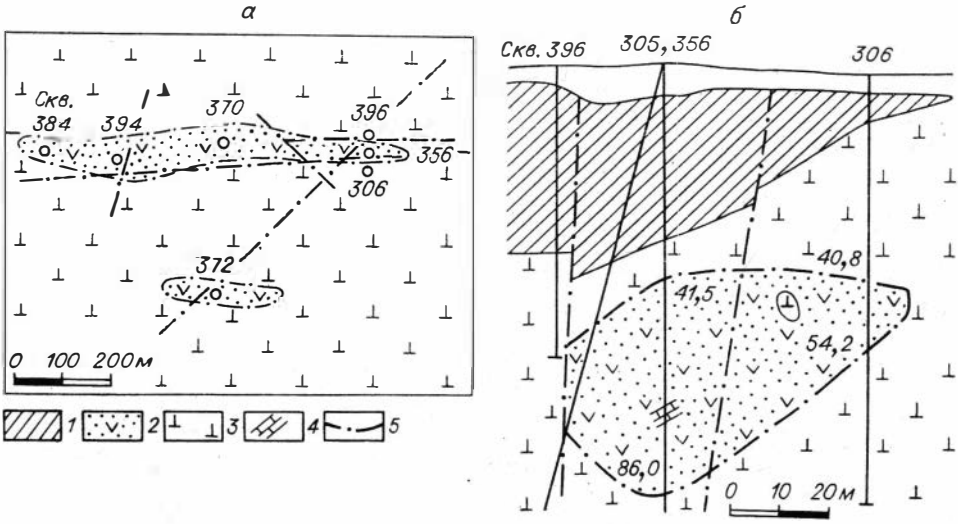


Рис. 31. Форма тел ультраосновных брекчий взрыва Мартыново-Шалапского гипербазитового массива в плане (*а*) и в разрезе (*б*). Составила Н. А. Прусевич.

1 — кора выветривания серпентинитов (на разрезе); *2* — брекчии; *3* — дуниты; *4* — включение мраморизованного известняка в брекчии; *5* — дизъюнктивные нарушения, тектонические контакты. 40,8—54,2 — интервал подсечения брекчий в скважине.

лейстовидные кристаллы его в основной массе совершенно свежие.

В составе брекчии преобладают обломки афанитовых базальтоидов, в которых и между которыми заключены отростки, кристаллы и обломки зерен клинопироксена и серпентинизированного оливина (табл. XXIII).

Клинопироксен — титан-авгит ($Ng=1{,}726$; $Np=1{,}694$, $cNg=41°$, $Ng-Np=0{,}033$) образует бочонковидные и неправильные фенокристаллы, звездчатые гломеропорфировые срастания (табл. XXIII, *в*), содержит также округлые и субгексагональные включения серпентина, что придает ему пойкилитовую структуру.

Менее распространены изометричные зерна, сростки и обломки бесцветного энстатита, бастита и эллиптические псевдоморфозы серпентина по оливину (табл. XXIII, *а*, *б*). Величина гломеропорфировых сростков достигает первых сантиметров.

Тонкозернистая, до скрытокристаллической, цементирующая брекчию масса обладает гипокристаллической структурой и состоит из бурой стекловатой изотропной, участками опализованной массы, содержащей микролиты титан-авгита, землистые лейкоксеноподобные и углевидные скопления, тонкую рудную вкрапленность, хлорит, ильменит с характерной ильменитовой решеткой. В одном из шлифов были встречены единичные микролиты плагиоклаза и иголочки апатита. Микролиты титан-авгита имеют призматическую или неправильную форму и розоватый цвет. Рудный минерал — магнетит, маггемит, в протолочках присутствует хромшпинель.

В породе содержатся хлорит-карбонатные, карбонатные, тальк-карбонатные жилки и гнезда. Кроме того, вторичные изменения заключаются в замещении серпентина хлоритом и иддингситом (табл. XXIII), а титан-авгита — баркевикитом или керсутитом, имеющим $Ng=1{,}699$; cNg 30—38°, резкий плеохроизм от красно-коричневого и темно-бурого по Ng до буроватого по Np. Баркевикит (керсутит) по краям замещается тремолитом.

Таким образом, значительная часть рассматриваемых пород преобразована в баркевикито(керсутито)-тремолито-серпентиновые, серпентино-тремолито-иддингситовые, а также тальк-карбонат-актинолитовые породы.

Несмотря на брекчиевый характер и сильные вторичные изменения, реконструкция минералогического состава некоторых, наиболее свежих обломков позволяет сказать, что в строении брекчии принимали участие пикритовые порфириты и метапикриты с порфировой и пойкилитовой структурой. Вместе с тем обилие ксенокристаллов оливина, пироксена и обломков различных пород, вплоть до известняков, а также брекчиевое строение и химический состав брекчии (см. табл. 6) показывают, что ее следует рассматривать в качестве ультраосновной брекчии взрыва.

Химический состав кузнецкоалатауских и салаирских брекчий (см. табл. 6) показывает их специфику, проявляющуюся в резкой недонасыщенности кремнекислотой, в обогащении магнезией, калием и в присутствии таких элементов-примесей, как титан, фосфор, хром. От обычных ультраосновных (вмещающих) пород брекчии отличаются повышенным содержанием щелочей и титана.

Кроме пикритов, брекчии состоят из включений щелочных базальтоидных пород (см. табл. 6, анализы 13, 14) и их туфов (см. табл. 6, анализ 15).

Летом 1974 г. также на Салаире Н. А. Прусевич выявлены брекчии в экзоконтакте Верх-Аламбайского гипербазитового массива. Предварительное изучение показало, что по своему характеру они ближе к брекчиям Кузнецкого Алатау с гидрослюдисто-микрокатакластовой основной массой. В составе включений преобладают серпентиниты, вулканоген-

ные породы среднего и основного состава, редко встречаются глинисто-слюдистые сланцы, кварциты, порфириты, миндалефиры, известняки.

В заключение отметим некоторые, имеющие значение для дальнейших генетических выводов особенности кузнецкоалатауских и салаирских брекчий.

1. Морфология тел и структура брекчиевых пород. Округлые, жилообразные и пластообразные тела брекчий лежат на будинированных, расколотых, раздробленных, брекчированных породах, пересеченных жилами брекчий. Структурные деформации и брекчирование, хотя и проявляются на отдельных участках, размещающихся по определенным зонам, но они не распространяются в глубину, а носят как бы близповерхностный характер. Состав включений в брекчиях отвечает составу близлежащих (единицы, десятки, до сотни метров) пород. Размещение обломков относительно первоисточника показывает на перемещение их по веерообразным векторам определенного радиуса.

Видимо, за счет повышенной серпентинизации, сопровождающейся выделением магнетита, и магнетитизации хромшпинелидов, а также маггемита тела брекчий характеризуются повышенными магнитными аномалиями на региональном фоне магнитного поля гипербазитового массива и вмещающих пород (см. рис. 21).

Брекчии напоминают спекшиеся туфы, пепловые потоки, псевдовулканические породы, в которых наряду с обломками пород и минералов содержится стекловидный материал, псевдотахилит, сростки кристаллов, радиально-лучистые агрегаты минералов, например, пироксена, альбита, пренита. Брекчированные породы отличаются пестротой состава. Так, в одном и том же обнажении встречаются брекчированные порфировидные породы с лабрадором, анортитом, олигоклазом и альбитом.

Одной из особенностей строения брекчий является их пористость и кавернозность. Во многих случаях они по характеру пористости напоминают губку или шлак. Основная масса имеет кавернозно-колломорфное строение. Второй, как нам кажется, не менее важной особенностью можно отметить невыдержанность строения тел брекчий, заключающуюся в довольно бессистемном сочетании в одном теле различных по размеру, форме и составу обломков.

2. Петрографические особенности брекчий. Под микроскопом породы и минералы, слагающие брекчии, несут яркие черты микродеформаций. Обломки пород и минералы раздроблены, изогнуты, закручены, раздвинуты основной массой. Основная масса брекчии состоит из угловатых, резорбированных обломков смешанного состава, скрепленных мельчайшими зернами, чешуйками слюд, стекловидным материалом, «глинистой», карбонатной, серпентиновой, гидрохлоритовой массой. Пироксены и оливины кливажированы. Плоскости кливажа проходят в основную массу брекчии. В пироксенах наблюдаются полосы деформации, полисинтетические двойники. Минералы имеют мозаичное строение, очень часто с «раскрошенными» краями.

3. Вторичные изменения. Основная масса и включения брекчий сильно серпентинизированы, карбонатизированы, в меньшей степени в них развиты гидрослюды, нонтронит, флогопит, хлорит, цеолиты (Н. В. Соболев, 1974). Перечисленные гипергенные и новообразованные гидрохимические минералы развиваются по ультракатакластовому или дисперсному материалу — продукту дробления. В тесной пространственной ассоциации с брекчиями в раздробленных перемятых серпентинитах находятся ступенчатые жилы родингитов, альбита и щелочной роговой обманки, тонкозернистых светло-серых пироксенитов иногда диопсид-жадеитового состава, что расценивается нами как некоторый указатель на высокобарические условия формирования брекчий (В. С. Соболев, 1960, 1965; Добрецов, 1964).

О генезисе брекчий

Брекчии существенно ультраосновного состава, пространственно приуроченные к гипербазитовым массивам, распространены довольно широко. Им придается различный генетический смысл. Их описывают как эксплозивные породы, как образования пульсационных эксплозивных вулканических извержений и перемыва последних в области берегового прибоя древних морей, как терригенные ультраосновные породы, конгломераты, конгломерато-брекчии, кору выветривания и, наконец, как тектонические брекчии и меланж. Некоторые исследователи относят их к разновидностям кимберлитовых пород. Отчасти по их характеру эти брекчии можно сопоставить с импактитами (Масайтис и др., 1975).

Ниже приведем краткий литературный обзор существующих генетических представлений о брекчиях.

На них обращалось внимание с давних времен. Так, на Урале в 1891 г. Л. М. Карпинским и в 1907 г. В. В. Никитиным были описаны серпентинитовые брекчии в южной оконечности Гребневского серпентинитового массива на Петровском никеленосном участке (Свердловская область). Позднее эти брекчии охарактеризованы более подробно Г. Г. Бакировым. Здесь, на Петровском участке в эффузивно-туфогенной и осадочной толщах силура развиты серпентиниты с обломочной структурой: брекчиевые, конгломератовидные и песчаникоподобные. Они приурочены к меридиональной зоне дробления. Серпентиниты вместе с вмещающими их породами представляют собой сложную мозаику, составные части которой находятся в тектонических взаимоотношениях друг с другом.

Брекчии серпентинитов отмечены также в Айдырминском районе Южного Урала (Ульянов, 1933; Наливкин, 1943). В этих наиболее ранних работах их считали тектоническими и неотектоническими образованиями.

Все геологи, изучавшие гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы, обращали внимание на ультраосновные брекчии (Коляда, Полунин, 1974). Однако, изучая иногда одни и те же обнажения и тела брекчий, авторы приходили к различным генетическим выводам. Так, Н. И. Янчук, а позднее Г. Г. Кайгородцев (1954) гипербазиты мыса Валижген считали вулканогенными, а серпентинитовые брекчии — пирокластическими образованиями. По мнению М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеенко (1960), все гипербазитовые массивы района являются типичными интрузивными образованиями, а брекчии — тектоническими. А. Ф. Михайлов описал гипербазиты мыса Валижген в 1960 г. как стратифицированные покровы, а брекчии — как агломератовые образования, чередующиеся с горизонтами песчаников и осадочных брекчий. В 1962 г. этот автор обратил внимание на экплозивность процесса формирования гипербазитовых пород, в результате берегового морского прибоя и разрушения которых образовались полимиктовые, но существенно ультраосновные брекчии и серпентинитовые песчаники. В последние годы гипербазиты и обломочные ультраосновные породы Анадырско-Корякской области наиболее подробно, особенно брекчии горы Длинной мыса Валижген, описаны Г. В. Пинусом, В. В. Велинским и др. В центральной части массива горы Длинной серии сближенных между собой линейно-вытянутых в северо-восточном направлени выходов ультраосновных пород разделены полосами брекчий, конгломерато-брекчий, гравелитов и песчаников существенно ультраосновного состава. Отмечается сильный катаклаз вмещающих брекчий гипербазитов горы Длинной. «Катаклаз выражен не только резким нарушением оптической ориентировки породообразующих минералов, что обычно для альпинотипных гипербазитов, но и раздробленностью зерен оливинов, пироксенов, хром-

шпинелидов, появлением в них двойников, трансляций и других признаков тектонического воздействия» (Пинус и др., 1973, с. 26). Затем в этой же работе авторы указывают, что обычно контакты гипербазитов с кластическими породами тектонические, но иногда гипербазитовые брекчии и конгломерато-брекчии в виде «нашлепок» залегают на гипербазитах. Тектонические контакты «проявляются в рассланцовке серпентинитов, развитии чечевицеобразной отдельности, зеркал скольжения и других признаков движения. Тектонические контакты четко выражаются в современном рельефе в виде уступов, сложенных конгломератами и брекчиями» (с. 26). На гипербазитах обычно залегают крупнообломочные брекчии, сменяющиеся вверх по разрезу менее грубообломочным материалом. Четкой ритмичности в этих породах авторы не наблюдали. Степень сортировки в крупнообломочных брекчиях невелика, в мелкообломочных — сортированность выше. Размер обломков варьирует от нескольких кубических метров до долей миллиметра. Состав обломков: гипербазиты, порфириты, сланцы, известняки и минералы, входящие в состав перечисленных пород. Цементом служит мелкообломочный до скрытокристаллического материал, местами с колломорфной структурой серпентин-карбонатного состава с примесью каолина. Иногда в цементе вокруг обломков развит актинолит и образуются жилки кальцита. Далее Г. В. Пинус и др. (1973) пишут, что по окатанности, сортировке и составу видно, что брекчии не подвергались длительной транспортировке, а отлагались непосредственно в местах их образования.

Авторы пришли к выводу о том, что брекчиевые породы мыса Валижген сформировались в результате тектонических и денудационных процессов.

Э. Г. Бейли и М. К. Блейк (1969) к кластическим образованиям отнесли слои и линзы сильно измененного серпентинита и крупнообломочных гипербазитов с цементом того же состава, лежащих среди алевролитов и песков в мезозойском разрезе Большой Долины в Западной Калифорнии. Осадочные серпентиниты прослежены в виде отдельных выходов более чем на 30 км. Они входят в состав толщи, перекрывающей пластину монолитных серпентинитов. Кроме них толща состоит из «базальтов», шаровых лав, вулканических брекчий (до 1000 м мощности), кремнистых пород, алевролитов, граувакк. Осадочные серпентиниты местами лежат непосредственно на монолитных серпентинитах. Выдвигаемый авторами способ образования не объясняет узкого локального отложения ультраосновных обломков и серпентинитового песка на относительно небольшой для морских условий (30 км) площади и их непосредственной пространственной приуроченности к пластине гипербазитов, за пределами которой таких брекчий нет. Столь узкий ореол распространения терригенного материала от первоисточника да еще при такой мономинеральности брекчий (крупноглыбовые гипербазиты с цементом того же состава) в условиях моря сомнительны. Авторы, понимая эти противоречия, объясняют образование ультраосновных осадочных пород, перекрывающих данную пластину серпентинитов, размывом других, некогда существовавших поблизости гипербазитовых пластин.

А. Л. Додин, А. З. Коников ультраосновные брекчии Кузнецкого Алатау относили к ордовикским конгломератам. Брекчии Кузнецкого Алатау характеризовались также некоторыми геологами в процессе съемочных работ как коры выветривания или как базальные конгломераты.

В 1964 г. К. В. Радугин по р. Мана описал «конгломератобрекчии», «массивные конгломераты» гипербазитов, а также породы, состоящие из остроугольных обломков змеевика, сцементированных песчано-карбонатным материалом и прочно спаянных со скалой змеевика. По р. Базаиха змеевиковая брекчия, с одной стороны, переходит в элювий змеевика, с другой — в «массивный конгломерат с хорошо окатанной галькой ги-

пербазитов, габбро и габбро-пироксенитов». По Енисею К. В. Радугин описывает змеевики, перемежающиеся с доломитами, которые сменяются туфами и диабазами с включениями змеевика. Образование брекчиевых пород автор связывает с вулканическими взрывами, а «осадочных брекчий» — с размывом первых.

Гипербазитовые брекчии обнаружены И. М. Волоховым и описаны как эксплозивные (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955; Волохов, 1956) в Шагонарском массиве Тувинской республики. Здесь они образуют в серпентинитах трубообразные тела с крутыми контактами и сами интрудируются телами габброидов. В составе брекчий преобладают обломки (2—70 см) гипербазитов, в меньшем количестве содержатся порфиры, кварциты, известняки, глинистые сланцы. Цемент (15—20% от объема брекчий) — однородный, крупнозернистый, крипто-микроантигоритовый с баститом, хромшпинелидом, флогопитом (?), пентландитом (?), добреелитом (?). С одной стороны, по мнению И. М. Волохова, обломки «гипербазитов попали в брекчию, уже испытав серпентинизацию», с другой — «образование брекчий связано с эксплозивными явлениями, вызывающимися быстрым сбрасыванием летучих по тектоническим нарушениям при становлении гипербазитовых массивов» (Пинус, Колесник, 1966, с. 103).

О. Г. Коноваловой (1969) предполагался эксплозивный характер кузнецкоалатауских брекчий. Гипербазитовые брекчии массива Крака на Урале охарактеризованы Г. М. Гапеевой (1958) как эруптивные. К эруптивным отнесены С. А. Паланджяном (1973) ультраосновные брекчии Севанского хребта, М. А. Даниловым, Б. А. Мальковым (1973) — Онежского полуострова. Многочисленные проявления щелочно-ультраосновных брекчий кимберлитоподобного характера, весьма схожих с рассматриваемыми нами, описал П. П. Зуев в Восточной Сибири (1972), А. В. Крюков (1964а, б) — в Минусинской впадине, Н. П. Старков (1969), Ф. П. Симилякин (1968) — на Полярном Урале.

Заслуживает внимания описанный П. П. Иванчуком (1970) гидровулканический способ формирования песчаных «осадочных даек брекчий и межформационных брекчий», т. е. субвертикальных каналов, котловин, впадин и русел, выполненных терригенным и новообразованным минеральным материалом. Эти продукты гидродинамических процессов, вызванных отжатием минерализованных жидкостей в осадочном чехле при их диагенезе и вызываемых при этом тектонических напряжениях, судя по описанию автора, в отдельных случаях могут быть схожи с предметом наших обсуждений.

С. Н. Иванов (1966), Т. Г. Тресвятская, М. А. Ершова (1969) в районе Дегтярского колчеданного месторождения на Урале выделяют среди серпентинитов их эффузивные пирокластические разности в связи с залежами эффузивных пород трахибазальтового состава. Узкая (40—210 м) полоса брекчированных серпентинитов прослеживается на 20 км среди спилитов, порфиритов, их туфов, кремнистых и известковистых серпентинсодержащх туффитов, известняков и черных углисто-кремнистых сланцев. Из обломочных ультраосновных пород авторы выделяют слоистые известковистые туффиты с серпентинизированными витрокластами и стеклом и лапиллиевые и вулканические слабосортированные по крупности туфы с размером обломков серпентинита от 4 см до пепла. Среди обломков, представленных исключительно серпентинитами, распространены обломки однородного серпофита колломорфной стекловатой структуры (возможно, керолита?) — *Н. П.*). По всей породе развиты пластинки антигорита, хлорит, магнетит, лейкоксен, амфибол. Наряду с породами пирокластического ультраосновного комплекса встречены щелочные эффузивы трахибазальтового состава.

Большое распространение и широкое признание получило в последние годы тектоническое направление в оценке генезиса ультраосновных

брекчий (Пейве, 1969; Книппер, 1965, 1968, 1970, 1971; Ильинская и др., 1972; Казанцева, 1970; Камалетдинов, 1970; Кропачев, 1970; Марков и др., 1972; Поспелов, Руженцев, 1972; Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Захаров, Захарова, 1974; Казанцева, 1970; Александров, 1973; Варлаков, 1974; и многие другие). Указанные геологи развивают взгляды на тектоническое происхождение ультраосновных брекчий, которые характеризуются как «меланж» в связи «с тектоническим выведением на поверхность глубинных масс гипербазитов и генетически и пространственно с ними связанных габброидов, слагающих первоначально фундамент эвгеосинклинали» (Перфильев, Руженцев, 1973). А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. С. Перфильев и др. (1971) подробно описали мощный широкоразвитый меланж на западном склоне Южного Урала в Сакмарской зоне, в Хабарнинском массиве и в массиве Крака. На Полярном Урале вдоль северного контакта гипербазитового массива Рай-Из и Тескудук-Чельгиндинского массива меланж изучен А. Б. Дергуновым, А. П. Казаком и Ю. Е. Молдаванцевым (Перфильев, 1973). Мощная зона серпентинитового меланжа в Магнитогорском синклинории отмечена также А. С. Перфильевым (1973).

По данным указанных авторов, меланж Урала — мощный (до 150 м и более) тектонит, состоящий из разновеликих обломков гипербазитов, габброидов, диабазов, спилитов, туфов и обломков других близлежащих пород. Форма и размеры обломков разнообразны — от шаров диаметром 3—5 м до микроскопических. Цемент — серпентиновый, карбонат-серпентиновый.

Меланж подразделяется на мономиктовый и полимиктовый. Первый состоит из двух подтипов, характеризующихся различной степенью насыщения тектоническими блоками всей серпентинитовой массы меланжа, полимиктовый расчленяется на однородный и неоднородный. На Кавказе меланж описан Ш. А. Азизбековым и др. (1950), А. Л. Книппером (1971).

Из зарубежных геологов это направление представляют Кадиш (Cadisch, 1953), Гансер (Gansser, 1960), Хзю (Hsü, 1968) и др.

В 1974 г. нами проведено полевое обследование брекчий в Чарском гипербазитовом поясе в Восточном Казахстане, предварительные сведения о которых нам были любезно сообщены геологами Восточно-Казахстанского геологического управления И. А. Ротараш, Е. А. Гредюшко. Как показало обследование, брекчии по морфологии, структурам, текстурам и характеру изменения основной массы совершенно аналогичны кузнецкоалатауским. Они широко распространены по всему Чарскому гипербазитовому поясу. В этом же году брекчии характеризуемого типа выявлены авторами в Кыркылинском массиве на Алтае и в Верх-Аламбайском на Салаире.

Итак, мы видим, что брекчиевые породы существенно ультраосновного состава связаны с гипербазитами разных возрастов (от протерозойского до мезозойского) и различных геоструктурных позиций. Полагаем, что они значительно шире развиты, чем это известно в настоящее время. Почти все исследователи подчеркивают их специфичность и оригинальность, и только, видимо, недооценка и слабая изученность брекчий оставляет вопрос о их генезисе до сих пор дискуссионным. Не имея достаточных оснований возражать против их гетерогенности следует подчеркнуть, что даже краткая характеристика, приведенная здесь, указывает на общность многих черт этих брекчий разных районов.

Общими, в глобальном отношении, чертами брекчий являются: пространственная близость к выходам гипербазитовых пород и существенно гипербазитовый состав, тектонические взаимоотношения с вмещающими их гипербазитами; соотношения формы и размеров обломков (крупные обработаны, мелкие остроугольны); брекчиевые текстуры и

яркие черты дробления, дислокаций, деформаций; характер связующей массы и вторичных изменений и т. д.

Таким образом, брекчии существенно ультраосновного состава в связи с гипербазитовыми массивами представляют собой закономерные образования. Они распространены во всех поясах Земли и, по-видимому, формируются в результате каких-либо общих закономерных процессов.

Что же касается характеризуемых нами брекчий Кузнецкого Алатау и Салаира, то наши наблюдения больше всего не увязываются с представлениями о терригенно-осадочном их генезисе. Осадочному генезису противоречат их брекчиевые текстуры, «остроугольность» обломков отсутствие их ориентированности, изометричная форма тел брекчий, отсутствие площадного распространения, тектонические взаимоотношения с веерообразно раздрбленными развальцованными будинированными серпентинитами. Брекчии ассоциируют с дайкообразными телами щелочных габброидов. О тектонически напряженных условиях свидетельствует окружение брекчиевых тел жадеитизированными пироксенитовыми образованиями, наличие стекловатого базиса или его ультрамилонитовый, диспергитный характер и в то же время пористо-кавернозное, пузыристо-скорлуповатое строение. Весьма своеобразны и оригинальны вторичные изменения брекчий, заключающиеся в керолитизации, карбонатизации, гидрохлоритизации, цеолитизации и некоторых других, что обычно не наблюдается в «рыхлых» осадочных терригенных образованиях подобного типа.

По хорошей обнаженности, глубокой эродированности гипербазитовых массивов в Кузнецком Алатау, вскрывшей корневые участки брекчиевых тел, где наиболее отчетливо проявились их характерные черты, можно видеть, что брекчии Кузнецкого Алатау сформировались в тектонически напряженной обстановке и сопровождались процессами взрыва, «сдабривались», правда не обильным, щелочно-габброидным расплавом. Из существующих концепций, учитывая блоковое строение самих гипербазитовых массивов Кузнецкого Алатау и Салаира, имеющих форму чешуй и «нашлепок», нам импонирует концепция меланжа, однако с чисто тектоническим механизмом формирования, именно кузнецкоалатауских брекчий, тоже согласиться нельзя. Чтобы примириться с ним, необходимо, например, участие газовых взрывов, вызываемых напорным движением газовых струй в шарьяжных зонах или каких-то иных процессов. Кроме того, брекчированный материал очень строго отвечает по составу вмещающим породам, и фактов сколько-нибудь значительного перемещения его, необходимого в случае осадочного или шарьяжного способа образования, не наблюдается. Не наблюдается и экзотических посторонних пород.

Фактический материал показывает, что при формировании брекчий большое давление сочетается с последующим резким его падением, вызывающим разброс, растрескивание, разрыхление материала. Процесс этот, нам кажется, бесспорно сопровождался повышением температуры, о чем свидетельствуют участки стекловатого и спекшегося базиса, оплавление кварца, развитие псевдовулканических пород, гидротермальные изменения брекчий. Колоссальное разрушительное действие, каковое видно на примере образования характеризуемых брекчий, может быть связано только с мощными взрывами, в процессе которых прочнейшие гипербазиты раздроблены до дисперсного состояния, чем и объясняются их дальнейшие активные гипергенные и гидротермальные преобразования. По всем этим признакам они напоминают импактиты.

Для выяснения полной картины генезиса этих, видимо повсеместно связанных с гипербазитами оригинальных брекчий необходимы обширные глубокие и специальные исследования.

Глава III

ХАРАКТЕРИСТИКА ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

На рассматриваемой территории промышленные месторождения хромитов не установлены. Здесь известны лишь многочисленные рудопроявления и группы сближенных мелких месторождений в Тогул-Сунгайском, Успенском массивах Салаира, на участке кл. Станового в Кузнецком Алатау, которые с учетом комплексности (никель, асбест, магнезит и др.) и наличия местных потребителей (Кузнецкий и Западно-Сибирский металлургические комбинаты, Новокузнецкий завод ферросплавов и др.) могут быть представлены как объекты для поисково-разведочных работ.

Проведенные Западно-Сибирским геологическим управлением в 1950—1965 гг. поисковые работы на хромиты изменили картину хромитоносности гипербазитов этих регионов. В настоящее время здесь насчитывается более 100 рудопроявлений хрома (рис. 32, табл. 7).

В 20 рудопроявлениях химическими анализами установлены высококачественные хромиты, содержащие 42—63% окиси хрома, при отношении ее к закиси железа выше 2,5 (табл. 8, 9).

Из числа известных, наиболее перспективных рудопроявлений лишь единичные разведывались частично.

Выявленные в обнажениях, единичных шурфах и скважинах хромитовые тела имеют небольшие размеры: гнездовые и чашеобразные — 10—30 м в поперечнике, а жилоподобные 20—100 м в длину при мощности 1—5 м. На глубину рудные тела, за исключением Успенского массива, не разведывались. Приведем описание наиболее изученных рудопроявлений горы Бархатной и кл. Станового в Кузнецком Алатау, Тогул-Сунгайского, Успенского и Мартыново-Шалапского массивов на Салаире.

Рудопроявления горы Бархатной. На водоразделе рек Кия и Большой Растай в светлых фисташково-зеленых серпентинитах среди дунитов залегает тело хромитовых руд шириной в плане 0,3—1,4 м и длиной 20 м (рис. 33), представляющее собой дугообразно изогнутый блок с простиранием, изменяющимся от 310 до 180°, падением на запад и юго-запад под углами 40—85°. Сложено тело остроугольными тектонически сопряженными мелкими блоками густовкрапленных крупнозернистых хромитовых руд с содержанием Cr_2O_3 33—52%, бедных («маковых») руд с содержанием Cr_2O_3 10—12% и безрудными блоками серпентинитов.

В 1,8 и 5,5 км к юг-юго-востоку от описанного рудопроявления в аналогичных породах зафиксировано второе, представленное также блоками густовкрапленной руды, чередующейся с бедновкрапленными и безрудными блоками, оруденение. Простирание тела изменяется от 345 до 23°, падение западное, с углами 30—85°. Размеры тела 0,4—1,5×7—16 м.

В южной части того же массива отмечены в нескольких пунктах элювиальные и делювиальные свалы вкрапленных, густовкрапленных и сплошных хромитовых руд, содержащих до 50—54% Cr_2O_3.

Таблица 7

Проявления	Кузнецкий Алатау	Горная Шория	Салаир	Алтай	Итого по региону
Коренные *)	5	—	6	—	11
Мелкие коренные	12	1	30	6	49
Делювиальные свалы	10	—	13	—	23
Галька в элювии	4	2	4	—	10
Прочие	5	3		—	12

*) Имеются в виду те коренные проявления, которые заслуживают постановки дальнейших геофизических и геологоразведочных работ.

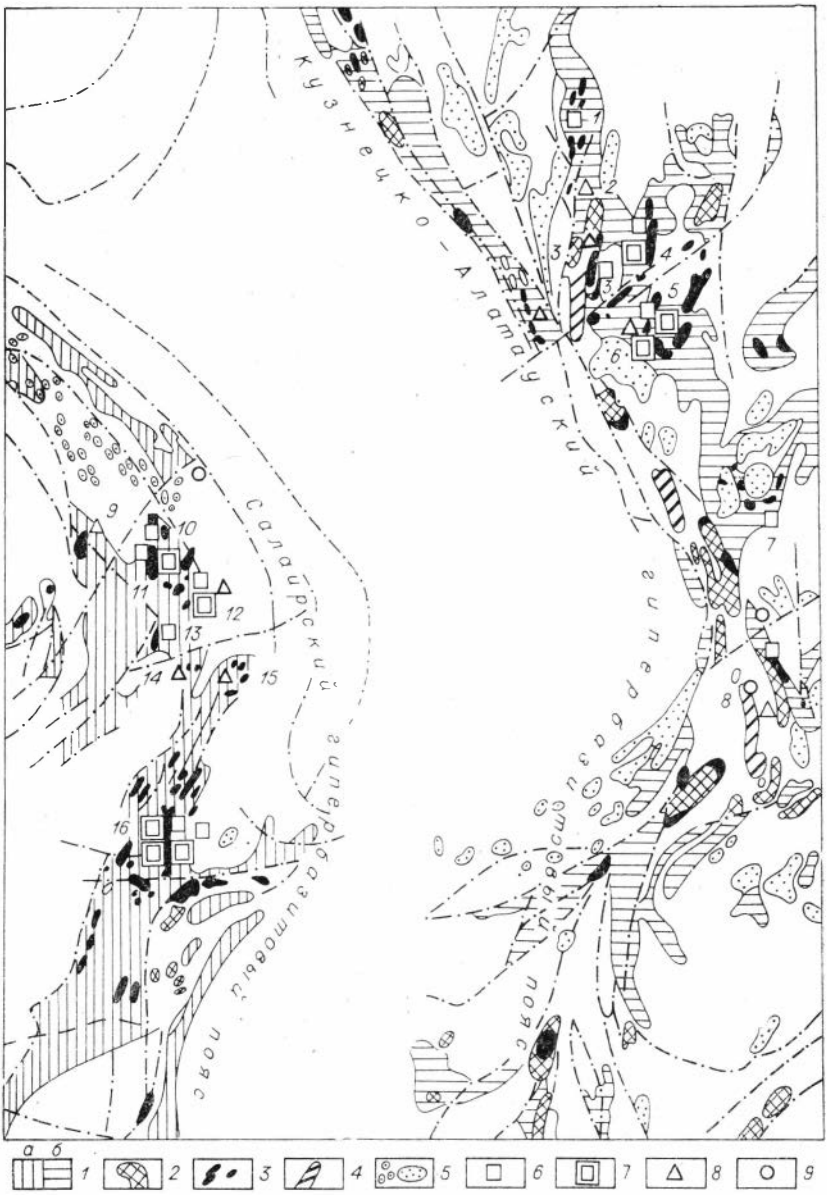


Рис. 32. Обзорная карта хромитоносности Кузнецкого Алатау и Салаира.

1 — поля распространения наиболее древних ($PR_3 + \in_1$) для данных регионов эффузивно-осадочных, карбонатно-терригенных и метаморфических пород (*а* — аламбайская и другие свиты на Салаире, *б* — конжикская, терсинская, енисейская, кондомская и другие свиты в Кузнецком Алатау); *2* — габбро-дунит-пироксенитовый комплекс (возможны хромитоносные гипербазиты); *3* — гипербазиты; *4* — урадит-клиноцоизит-эпидотовые сланцы, ортоамфиболиты, образовавшиеся за счет габброидных и ультраосновных пород (возможны хромитоносные гипербазиты); *5* — прочие габброиды; *6* — коренные проявления хромитов; *7* — в том числе наиболее крупные и перспективные; *8* — обломки хромитовых руд в делювии и аллювии; *9* — повышенные содержания хромита в шлихах (более 10 г/м³). Участки хромопроявлений. Кузнецкий Алатау: *1* — Кундустуюльский, *2* — Семеновский, *3* — Зеленый и Северный, *4* — Бархатный, *5* — Чемодан, *6* — Становой Хребет, *7* — Муртинские гольцы, *8* — Салаирский. Салаир: *9* — Россыпной, *10* — Верх-Аламбайский, *11* — Тогул-Сунгайский, *12* — Суенский, *13* — Макарихинский, *14* — Глазырихинский, *15* — Уксунайский, *16* — Мартыново-Шалапский.

Руды сложены хромшпинелидом и фисташково-зеленым серпентином и развитым по нему гнездами, мелким свежим, иногда частично серпентинизированным гранобластовым оливином. В зернах хромшпинелидов сплошных слабометаморфизованных руд содержатся вклю-

Таблица 8

Химический состав хромитовых руд, вес. %

№ п.п.	№ пробы	Вид хромшпинелида	Cr_2O_3	Fe (общ)	Fe_2O_3 (общ./окис.)	SiO_2	MgO	Al_2O_3	CaO	TiO	П.п.п.	FeO	FeO (пересчет)	$\frac{Cr_2O_3}{FeO}$	Состав руд согласно требованиям промышленности 1962 г.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
						Кузнецкий Алатау									
1	2		5—30	16,5—23,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	23	ХП	54,40	—	17,30	7,20	13,10	5,40	—	—	—	—	15,5	3,5	I мет.
3	1140б		44,20	—	14,30	16,80	16,50	6,00	0,40	—	1,10	—	12,9	3,4	I мет.
4	11 100		42,00	—	16,30	9,60	21,70	7,50	—	—	—	—	14,7	2,0	II огн.
5	П-3		47,60	—	15,10	5,30	14,80	15,90	0,10	—	0,40	9,40	13,4	3,5	II мет.
6	225-с		47,00	12,10	—	1,00	10,80	15,80	—	—	—	—	15,6	3,0	I огн.
7	208	ХП	45,20	11,20	—	1,30	13,00	16,40	—	—	—	—	14,4	3,1	I огн.
8	225-а	Х	37,90	15,50	—	3,10	8,60	11,90	—	—	—	—	20,0	2,0	—
9	Р-6		52,40	—	19,70	1,90	12,40	—	Ед. зн.	—	—	—	17,7	3,0	I—II мет.
10	Р-6		47,10	—	15,50	6,10	—	—	Сл.	—	—	—	14,0	3,4	II мет.
11	К-3		45,70	—	16,90	4,50	16,40	1,10	0,10	—	—	—		3,0	I огн.
12	К-3		45,00	14,00	—	7,85	16,01	8,06	0,28	—	—	—	15,2	2,5	I огн.
13	К-3		52,30	13,46	—	3,70	11,20	11,0	0,16	—	—	—	18,0	3,0	I мет.
14	К-3		40,10	—	16,90	9,80	16,90	—	Сл.	—	—	—	17,3	2,6	II огн.
15	К-1		33,40	—	14,70	13,80	19,50	0,10	—	—	—	—	15,2	2,5	II огн.
16	К-1		19,20	—	12,30	22,80	30,70	—	0,50	—	—	—	13,2	—	—
17	К-1		10,70	—	10,30	20,30	35,80	—	—	—	—	—	—	—	—
18	Р-7		22,30	—	18,20	11,60	21,90	—	Сл.	—	—	—	—	—	—
19	Р-7		16,40	—	15,70	17,80	26,40	0,30	»	—	—	—	—	—	—

20	238	МХ	48,57	—	4,33	6,27	16,49	10,18	»	—	—	12,50	16,4	3,0	II мет.
21	238		52,25	—	3,67	—	13,66	10,90	»	—	—	12,53	15,8	3,3	I мет.
22	6453		51,14	—	Сл.	2,12	12,67	14,77	—	—	—	16,35	—	3,1	I мет.
23	7028б		49,75	—	—	3,52	—	—	—	—	—	9,22	—	—	—
24	7028		47,94	—	4,82	3,72	17,21	15,69	—	—	—	8,60	—	3,6	II мет.
25	7027		47,62	—	2,77	3,59	18,36	12,47	—	—	—	9,61	—	3,8	II мет.
26	6622		46,67	—	4,65	5,42	17,64	12,10	—	—	—	8,06	—	3,6	II мет.
27	7027-3		46,49	—	1,64	4,30	17,05	14,95	—	—	—	12,04	—	3,3	II мет.
28	18а	ХП	45,08	—	5,58	6,46	18,36	12,13	Сл.	—	—	9,39	14,4	3,3	I огн.
29	18а		49,03	—	4,81	—	15,73	12,35	»	—	—	9,45	13,8	3,5	I мет.
30	234	ХП	45,16	—	Сл.	5,32	16,13	12,37	0,01	—	—	14,91	14,9	3,0	I огн.
31	234		51,77	—	1,44	—	12,18	14,93	—	—	—	14,50	15,8	3,3	I мет.
32	233а	ХП	44,21	—	4,18	5,21	14,57	14,50	Сл.	—	—	14,97	18,7	2,3	II мет.
33	233а		45,21	—	4,31	—	12,92	12,43	—	—	—	16,33	20,2	2,2	II огн.
34	7027-1		44,23	—	Не обн.	6,14	17,76	14,68	—	—	—	15,08	—	3,4	I огн.
35	1		41,46	—	15,65	7,32	18,76	13,10	0,20	—	2,52	—	—	—	—
36	7028		38,31	—	5,73	11,38	20,93	11,19	—	—	—	7,47	—	2,8	II огн.
37	97		27,32	—	3,62	19,04	23,87	5,88	1,31	—	—	8,67	—	—	—
38	201-22		25,70	—	1,78	20,93	29,98	4,43	0,62	—	—	8,94	—	—	—
39	92		9,45	—	3,85	30,39	38,41	1,58	Сл.	—	—	6,25	—	—	—
40	95	МХ	8,74	—	2,97	31,12	37,18	1,41	0,19	—	—	5,97	—	—	—
41	89-а	МХ	4,34	—	4,34	34,28	34,68	3,82	1,95	—	—	4,430	—	—	—
42	122-б	МХ	45,94	—	3,05	11,52	19,05	3,76	0,52	—	—	11,71	14,4	3,2	I огн.
43	122-б		58,93	—	5,10	—	11,80	5,92	—	—	—	12,11	16,7	3,5	I мет.
44	127		42,23	—	18,37	10,70	20,04	5,01	Сл.	—	2,44	—	—	—	—
45	124	МХ	—	—	3,27	19,35	24,62	3,85	»	—	—	10,70	13,4	—	
46	124		57,61	—	3,46	—	12,55	7,16	—	—	—	15,66	18,8	3,1	I мет.

Продолжение табл. 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
47	146		27,33	—	4,45	18,88	26,03	5,77	Сл.	—	—	10,41	—	—	—
48	141	МХ	8,98	—	1,94	32,33	40,92	2,10	»	—	—	8,09	—	—	—
							Салаир								
49	523/1		54,80	—	24,30	3,00	9,30	6,50	0,50	—	0,40	15,79	2,8	2,5	I—II мет.
50	43/8	МХ	53,30	—	—	—	—	—	—	—	—	20,20	—	—	—
51	43/8		35,80	20,53	—	8,93	14,83	7,93	0,08	—	—	—	—	—	—
52			19,00	11,80	—	27,68	23,90	4,49	0,08	—	—	—	—	—	—
53	43/8		30,50	18,60	—	16,52	14,85	7,05	0,20	—	—	—	—	—	—
54	43/8		54,80	—	—	—	—	—	—	—	—	17,00	17,0	3,2	I мет.
55	43/8		8,25	8,50	—	32,17	32,69	4,31	1,11	—	—	—	—	—	—
56	43/8		29,50	10,22	—	27,68	14,78	4,91	0,47	—	—	—	—	—	—
57	Ш-51	Х	53,70	—	20,30	—	—	—	—	—	—	14,90 16,00	18,3	2,9	I—II мет.
58	4		55,40	—	—	—	—	—	—	0,98	—	—	—	—	—
59	6354		53,60	2	17,80	—	11,90	12,20	—	0,07	—	—	16,0	3,4	I мет.
60	325/1		53,64	—	4,05	4,42	13,81	7,25	—	—	—	14,73	18,4	2,9	II мет.
61	325/1		56,67	—	5,81*	—	11,64	8,24	—	—	—	13,52	18,7	3,0	I мет.
62	7690		45,80	—	17,90	—	12,10	12,00	—	0,05	—	—	16,1	2,8	I—II огн.
63	5		46,60	16,80	—	—	—	—	—	—	—	—	21,6	2,2	II огн.
64	5		49,50	16,00	—	—	—	—	0,03	—	—	—	20,0	2,4	II огн.
65	5		20,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
66	251		46,40	7,20	—	—	—	—	—	—	—	—	9,3	5,0	I огн.
67	II-2356		45,10	—	20,00	—	—	—	—	—	—	13,20	18,0	2,5	I огн.

68	II-2356		40,50	13,80	—	10,08	13,04	6,41	0,28	—	—		17,8	2,2	II огн.
69	Скв. 256		43,00	13,40	—	—	—	—	—	—	—	—	17,3	2,5	I огн.
70	7535		40,00	—	14,20	—	10,00	8,50	—	0,03	—	—	12,8	3,1	I огн.
71	331-а		39,21	—		9,32	17,89	10,56	—	—	—	12,09	—	—	—
72	331-а		46,05	—	6,83 *	—	14,99	12,10	—	—	—	10,42	16,5	2,8	I огн.
73	6355		28,50	—	17,20	—	16,00	28,40	—	0,03	—	—	—	—	—
74	Скв. 251		27,50	—	16,90	—	20,70	5,00	—	0,03	—	—	—	—	—
75	Скв. 251		22,20	15,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
76	Ш-2356		28,50	10,60	—	17,64	20,76	10,90	0,04	—	13,20	—	—	—	—
77	325	ХП	27,75	—	4,71 *	19,37	25,60	7,48	Сл.	—	—	7,88	17,8	2,2	II огн.
78	325	ХП	50,61	—	4,88 *	—	15,18	12,95	—	—	—	13,64	18,0	2,8	II мет.
79	Скв. 251		20,40	—	22,90	—	19,20	3,00	—	0,03	—	—	—	—	—
80	Ш-343, Обр. 1		54,40	—	—	6,30	—	—	—	—	—	1,10	—	—	—
81	Ш-343, Обр. 3		53,90	—	—	6,30	—	—	—	—		1,80	—	—	—
82	Ш-397 P_2-1		51,55	20,50	—	4,50	10,37	12,21	0,09	—	—	—	18,4	2,8	—
83	Ш-397		54,40	—	—	6,30	—	—	—	—	—	14,10	—	—	—
84	Ш-343-2		51,00	—	—	13,0	—	—	—	—	—	13,80	—	—	—
85	Ш-38-10		50,80	—	20,10	4,70	13,60	10,00	0,50	—	0,60	14,85	18,1	2,7	II мет.
86	Ш-343		50,60		19,10	3,40	13,00	11,80	0,50	—	—	12,30	17,2	2,9	II мет.
87	2-К-1		49,00	20,22	—	6,14	10,13	10,50	0,05	—	0,03	—	18,2	2,7	I огн. II мет.
88	2-К-2		49,00	20,85	—	6,12	10,00	11,13	0,03	—	0,02	—	18,7	2,6	I огн.
89	Ш-395-1		47,63	13,02	—	5,34	13,02	13,10	0,09	—	0,71	—	18,3	2,6	—
90	Ш-361		46,40	—	20,80	5,10	12,70	12,00	0,20	—	—	12,70	18,7	2,5	I огн.
91	Ш-88-2	Х	42,10	—	17,70	5,90	16,00	16,80	0,20	—	1,90	—	16,0	5,3	I огн.
92	Пр. 339-1		41,80	12,40	—	11,50	18,90	5,30	Не обн.	—	—	—	15,9	2,6	II огн.

Окончание табл. 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
93	Пр. 339-1		50,15	14,02	—	8,65	15,20	7,51	0,24	—	—	—	18,1	2,8	II огн.
94	Пр. 343-1		39,27	13,00	—	8,12	16,81	6,82	Не обн.	—	—	—	16,8	2,3	II огн.
95	Пр. 343-1		47,80	15,50	—	3,07	13,49	15,11	0,04	—	—	—	20,0	2,4	I огн.
96	Пр. 343-1		43,20	12,45	—	8,94	15,54	13,79	0,12	—	—	—	15,9	2,7	I огн.
97	Пр. 391-1		38,89	11,86	—	11,80	17,21	4,71	1,17	—	—	—	15,0	2,6	II огн.
98	Пр. 391-1		50,50	13,25	—	6,25	13,40	8,89	0,46	—	—	—	17,0	3,0	II мет.
99	Ш-301		55,50	—	17,70	3,10	13,40	9,90	0,30	—	—	14,53	16,0	3,6	I мет.
100	225-2		54,20	—	19,50	2,90	12,30	8,80	0,20	—	—	—	17,6	3,1	I мет.
101	206		30,00	—	18,80	11,30	17,40	13,10	0,50	—	—	—	—	—	—
102	Ш-138		63,30	—	20,00	0,20	3,80	9,20	0,30	—	0,50	4,10	18,0	3,5	I мет.
103	Ш-163		63,10	—	15,50	0,70	12,30	9,00	0,10	—	0,90	3,68	14,0	4,3	I мет.
104	Скв. 304		62,30	—	—	—	—	—	—	—	—	5,50	—	—	—
105	Бел-1		58,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
106	К-3-2		57,40	—	13,40	5,60	16,50	7,70	0,20	—	0,40	—	12,0	4,8	I мет.
107	Бел-1		57,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
108	Бел-1		49,40	—	19,20	10,60	16,90	10,00	—	—	2,50	—	17,8	2,9	I огн.
109	К-241-1		44,50	—	14,80	2,00	16,40	22,30		—	—	—	13,3	3,3	I огн.
110	К-241-2	X	56,70	—	16,00	6,03	17,00	5,50	0,10	—	—	10,29	14,4	3,2	I мет.

Примечания: 1. Обр. 1 — прожилково-вкрапленная руда, Кундустуюльский массив; *2—4* — сплошная, Семеновский; *5—8* — сплошная, Прокопьевский; *9—12*, *14—19* — вкрапленная, Бархатный; *13* — концентрат, Бархатный; *20—21* — сплошная и монофракция, Северный; *22—28* — сплошная, густовкрапленная, Чемодан; *29*, *31*, *33* — монофракция, Чемодан; *30—32* — сплошная, Чемодан; *34—36* — густовкрапленная, Чемодан; *35* — подулярная, Чемодан; *37—41* — жилки, Чемодан; *42—48* — вкрапленная, Становой; *49* — сплошная, Россыпной; *52*, *55* — вкрапленная, Верх-Алам байский; *50*, *51*, *53*, *54*, *56*, *57* — монофракция, концентрат, Верх-Алам байский; *58—64*, *66*, *68*, *70—72*, *78* — сплошная, монофракция, Тогул-Сунгайский; *65*, *67*, *69*, *73—77*, *79* — вкрапленная, Тогул-Сунгайский; *80—92*, *94*, *97* — сплошная, густовкрапленная, Успенский; *93*, *95*, *96*, *98*, *99* — концентрат, Успенский; *100*, *101* — сплошная и монофракция, Макарихинский; *102—110* — сплошная и концентрат, Мартыново-Шалапский.

Анализы выполнены в химической лаборатории Западно-Сибирского геологического управления. Авторы: *1* — Я. М. Грицюк, П. С. Панов; *2—4* — Е. Д. Шпайхер; *5—7* — А. Н. Платонов; *9—15* — А. М. Прусевич; *22*, *43—49* — Ю. В. Марчук, В. М. Глотов; *60*, *63—71*, *71—77*, *80—90* — О. П. Казанцев; *106—108*, *109* — Н. И. Парвицкая; остальные анализы проб О. Г. Коноваловой.

2. Звездочкой отмечены пробы с окисным содержанием железа.

3. Принятые сокращения: X — хромит, ХП — хромпикотит, МХ — магнохромит.

Таблица 9

Средний состав хромитовых руд по массивам, вес. %

Массив	Характер руд	Cr_2O_3	FeO	Fe_2O_3 (общ. / окисн.)	Fe (общ.)	SiO_2	MgO	Al_2O_3	CaO	TiO_2	П.п.п.	FeO (пересчет)	Модуль Cr_2C / FeO
Кузнецкий Алатау													
Семеновский	Сплошные в аллювии	46,9	—	16,0 / —	—	11,2	17,1	0,4	6,3	—	1,1	14,4	3,0
Прокопьевский	Сплошные	44,4	9,4	15,1 / —	12,9	2,8	11,8	12,5	0,1	—	0,4	15,7	2,9
Бархатный *)	Густовкрапленные, вкрапленные	33,2	—	15,6 / —	14,0	11,6	21,8	2,4	0,1	—	—	15,5	2,8
Северный	Сплошные	48,6	12,5	4,3 / —	—	6,3	16,5	10,2	Сл.	—	—	16,4	3,0
Становой — Чемодан *)	Сплошные, вкрапленные, нодулярные	28,6	9,5	— / 5,0	—	17,4	26,0	6,1	0,3	—	2,5	15,2	2,9
Среднее . . .		40,3	10,5	15,5 / 4,7	13,4	9,8	18,6	6,3	1,4	—	1,3	15,4	3,0
Салаир													
Россыпной	Сплошные	54,8	15,8	24,3 / —	—	3,0	9,3	6,5	0,5	—	0,4	21,8	2,5
Верх-Аламбайский	Бедные вкрапленные	13,6	—	—	10,1	29,0	28,3	4,4	0,6	—	—	—	—
Тогул-Сунгайский	Сплошные, густовкрапленные	38,5	12,3	18,1 / 4,7	13,3	12,7	16,8	10,5	0,0	0,04	13,2	16,7	2,9

Окончание табл. 9

Массив	Характер руд		Cr_2O_3	FeO	$\left(\frac{Fe_2O_3 \text{ общ.}}{\text{окисл}}\right)$	Fe (общ.)	SiO_2	MgO	Al_2O_3	CaO	TiO_2	П. п. п.	FeO (пересчет)	Модуль $\frac{Cr_2O_3}{FeO}$
Успенский *)	Сплошные, вкрапленные	густо-	48,5	13,7	$\frac{19,4}{—}$	16,0	7,0	13,7	10,4	0,3	—	0,6	17,4	2,9
Макарихинский	Сплошные		54,2	—	$\frac{19,5}{—}$	—	2,9	12,3	8,8	0,2	—	—	17,6	3,1
Мартыново-Шалапский *)	Сплошные, вкрапленные	густо-	55,8	—	$\frac{17,4}{—}$	—	3,4	12,4	12,6	0,3	—	1,4	15,8	3,5
Среднее . . .			42,6	13,9	$\frac{19,7}{4,7}$	13,1	9,8	15,5	8,9	0,3	0,04	3,4	17,9	3,0
Среднее по региону			41,4	12,12	$\frac{17,6}{4,7}$	13,3	9,8	17,5	7,6	0,8	0,04	2,3	16,6	3,0

*) Массивы, содержащие наибольшее число и наиболее крупные рудопроявления.

чения свежего оливина. В структурно-текстурном отношении хромитовые руды представляют собой то однородные, то эвтакситовые пятнистые или полосчатые серпентино- и оливино-хромшпинелидовые агрегаты. Структура руд характеризуется гипидиоморфными, реже ксеноморфными отношениями минералов.

Хромшпинелид * образует зерна неправильной, реже октаэдрической формы, часто со сглаженными углами, иногда удлиненной формы, нередко они срастаются между собой и располагаются ориентированными полосами или цепочками, придавая породе полосчатый облик. Размер зерен хромита в густовкрапленных хромитовых рудах типа «рябчиковых» 2—5 мм, в «маковых» — 0,1—2 мм.

Химический состав двух мономинеральных фракций хромита приведен в табл. 8.

Хромит по данным рентгеноструктурного анализа относится к алюминистой разновидности (a=8,29 Å). Он слабо просвечивает темно-красным цветом; отдельные зерна и агрегаты его секутся частыми трещинами в разных направлениях, что создает брекчиевидную структуру. Трещины в хромите выполнены серпентином и магнетитом. Иногда хромит образует микропрожилки, секущие серпентин.

Оливин в рудах свежий, мелкозернистый, гранобластовый, в виде прожилковато-гнездовых, видимо, пострудных, образований. Серпентин образует агрегаты метельчатой и волокнистой формы. Размер его зерен обычно не превышает 0,1 мм, а размер агрегатов достигает 1—2 мм. В участках богатых вкрапленных руд фисташково-зеленый серпентин как бы цементирует зерна хро-

* В дальнейшем его будем называть «хромитом».

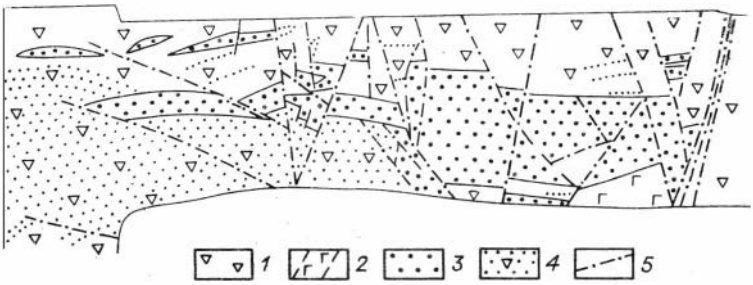


Рис. 33. Зарисовка рудного тела горы Бархатной (расч. 6). По А. М. Прусевичу, В. А. Вахмянину.

1 — дуниты серпентинизированные; *2* — дайковые породы; *3* — густовкрапленные хромитовые руды; *5* — тектонические границы.

мита и нередко образует в нем включения; обычно серпентин отальковав и карбонатизирован. Вместе с серпентином в рудах встречаются розетковидные метельчатые агрегаты хлорита, единичные иголочки хромактинолита, реликты пироксена и прожилки асбеста. По трещинам в них отмечается серпофит, редкие вкрапления пирита и халькопирита, постоянно присутствуют тонкие прожилки и гнезда магнетита. С поверхности руды слабовыветрелы и пропитаны гидроокислами железа, серпентин участками слабоконтронитизирован. В ничтожном количестве содержатся гидросиликаты никеля.

Опытом по обогащению одной пробы вкрапленных хромитовых руд, проведенным в лаборатории Западно-Сибирского геологического управления, получен хромитовый концентрат с содержанием окиси хрома 52,3% при извлечении 73%.

Для руд участка горы Бархатной характерны полосчатость, пятнистость, брекчиевидность, изменчивость размера зерен хромшпинелида от маковых до рябчиковых, равная степень идиоморфизма хромита и серпентинизированного оливина, нередко секущих друг друга в виде микропрожилков, нахождение их среди свежих метасоматических дунитов, в то время как оливин руд значительно серпентинизирован, хлоритизирован, амфиболизирован и т. п., небольшая мощность и протяженность обрывочных полосок вкрапленного хромита.

Хромитовое оруденение гор Чемодан, Становой Хребет. Участок кл. Станового. В гипербазитовом массиве Станового Хребта выявлено шесть рудопроявлений полосчатых вкрапленных хромитовых руд, лежащих в пределах одного дунитового поля и имеющих сходное строение рудных тел, объединяемых в единую рудоносную зону. Наиболее крупные скопления хромитов вскрыты врезанным в дуниты кл. Становым (рис. 34).

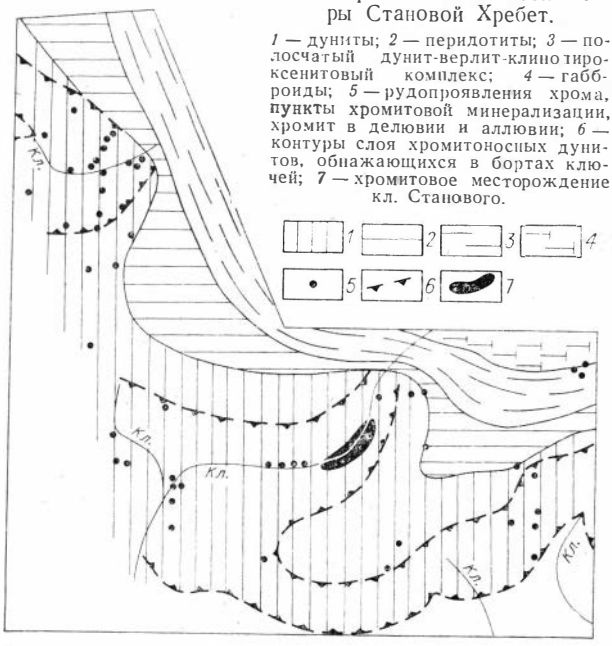


Рис. 34. Схема хромитоносных зон гипербазитового массива горы Становой Хребет.

1 — дуниты; *2* — перидотиты; *3* — полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс; *4* — габброиды; *5* — рудопроявления хрома, пункты хромитовой минерализации, хромит в делювии и аллювии; *6* — контуры слоя хромитоносных дунитов, обнажающихся в бортах ключей; *7* — хромитовое месторождение кл. Станового.

По руслу кл. Станового оруденение с перерыва-

ми прослеживается на протяжении 360 м и по восстанию (вверх по склону) на 130 м. В борту ключа и в расчистке серии сближенных пологолежащих (0—10°) быстро выклинивающихся полос шириной 0,1—8 см и блоков до 1,9 м в поперечнике вкрапленных и густовкрапленных хромитовых руд образуют гнездовое, чашеобразное слабо наклоненное в сторону ключа тело.

Вверх по склону, в 40 м от описанных рудных тел, глубоким «недобитыми» шурфами встречены рудные свалы, количественно возрастающие с глубиной. Выявленные шурфами богатые хромитовые свалы указывают на продолжение вскрытого расчисткой рудного тела вверх по склону в коренных дунитах, перекрытых перидотитами.

Видимая мощность тела в раздуве составляет 7 м для наиболее насыщенной хромитом части и 10 м — с учетом бедных руд. Площадь тела, судя по выходу, порядка 500—800 м^2.

Выше по ключу, в 90 м от первого, расчисткой и шурфом вскрыто второе тело, которое также в центральной части (мощностью 6 м) содержит сплошные богатые руды, а к периферии — полосчато-вкрапленные. На полную мощность второе тело не вскрыто. Окиси хрома в руде наиболее богатой части первого тела 18,97%, во втором теле — 9,7%.

В бортах и русле ключа, кроме этих тел, обнажаются еще четыре рудных выхода. На противоположных по отношению к кл. Становому склонах — р. Ивановки и кл. Маральего, также выявлено несколько рудопроявлений хрома. Все они располагаются примерно на одном гипсометрическом уровне, среди дунитов в области перехода их в перидотиты. Таким образом, на участке горы Становой Хребет выявлена полоса оруденелых дунитов. Она прослеживается по склонам р. Ивановки, кл. Станового и кл. Маральего на протяжении более 5 км. Площадь распространения потенциально рудоносных дунитов под перидотитами не менее 2—3 км^2 (Коновалова, 1975).

Руды участка кл. Станового, представленные фисташково-зеленым серпентинитом с вкрапленностью хромита, носят отчетливо брекчиевидный характер. Они раздроблены, имеют атакситовые текстуры, содержат разноориентированные полосы вкрапленников; в них нередко встречаются сложные или «двойные» брекчии.

В центральных частях гнездообразных рудных тел располагаются бессистемно брекчированные, наиболее богатые густовкрапленные (до сплошных) руды, по периферии тел — полосчато-вкрапленные. Ориентировка полос вкрапленных руд согласуется с направлением некоторых элементов тектоники массива.

Рудопроявление кл. Маральего. По руслу кл. Маральего на протяжении 30 м обнажаются разбитые на блоки фисташково-зеленые серпентиниты, лежащие среди дунитов. Серпентиниты содержат жилы редко- и густовкрапленного хромита. Ориентировка жил в каждом блоке различная, их простирание ограничено краями блоков. Размеры и форма рудопроявления не выяснены.

В верхнем течении кл. Маральего, в его правом борту, на протяжении 80 м прослеживаются дуниты с повышенной вкрапленностью (3—5%) и прожилками хромита. Прожилки мощностью 0,1—3 см, редко 4—8 см, имеют субширотное простирание и пологое (10—30°) падение на юг. Они группируются в зонки. На протяжении 80 м отмечено 8 зонок шириною от 0,5—3 см с густотой от 3 до 10 прожилков на 1 м.

В этом же дунитовом поле, на склонах среди курумников, в 4 пунктах встречены глыбы дунитов, содержащих полосы вкрапленных хромитовых руд 0,1—20 см мощностью.

Участок горы Чемодан. В 4 км к северу от участка горы Становой Хребет выявлены обильные свалы сплошного и вкрапленного хромита (единичные глыбы достигают 1,5 м^3 в руслах ключей Хромитового, Прожилкового, Параллельного, Медвежьего).

Распространение хромитовых руд в ключах начинается от контакта дунитов с перидотитами, лежащего примерно на одном гипсометрическом уровне (рис. 35). В верхнем течении ключей, размывающих перидотиты, свалов хромита не встречено. Канавы и шурфы, пройденные на водоразделе, в перидотитах не вскрыли даже слабых проявлений руд. Наличие крупных, богатых свалов хромитовых руд в ключах среди дунитов дает основание предполагать их рудоносность на площадях, перекрытых перидотитами. Потенциально перспективная площадь участка горы Чемодан составляет не менее 1 км².

Из 52 рудопроявлений и пунктов минерализации массивов гор Становой Хребет и Чемодан 42 залегает в дунитах в 50—150 м относительно стратификационной поверхности дунит—перидотит и в 100—200 м от уровня перехода перидотитов в полосчатый комплекс, и только 10 проявлений лежат выше — в перидотитах и в полосчатом комплексе под габброидами. Оруденение тяготеет к верхним горизонтам дунитов, концентрируясь под перидотитовыми слоями. В текстурно-структурном отношении руды района гор Чемодан — Становой Хребет разнообразны. Имеются редко- и густовкрапленные, мелко- и крупнозернистые нодулярные руды. Хромшпинелид обычно заключен в светлый фисташково-зеленый серпентин.

Минералогический и химический состав руд массива гор Чемодан — Становой Хребет (табл. 8—11) аналогичны рудам горы Бархатной.

Рудопроявления хрома Тогул-Сунгайского массива. В этом наиболее крупном (12×1,2 км) на Салаире массиве выявлено более 14 рудопроявлений. На горах Кедровой, Осиновой, Веселой шурфами и канавами в шести пунктах вскрыты гнездовые и жилоподобные тела хромитов до 12 м в наибольшем измерении, состоящие из убогих и богатых вкрапленных, с участками сплошных руд. Проявляющаяся местами полосчатость ориентирована в северо-западном направлении с углами падения 30° на юго-запад. Тогул-Сунгайский массив в своей верхней, сложенной перидотитами части был вскрыт густой сетью горных выработок, но заслуживающих внимание рудопроявлений в них не встречено. В то же время дуниты, лежащие гипсометрически ниже перидотитов содержат участки богатого оруденения. На склоне горы Веселой разведана шурфами и единичными скважинами элювиальная россыпь хромита на площади 300×100 м. С целью выявления хромитовых руд в коренном залегании на участке богатой элювиальной хромитовой россыпи «Веселая» бурились наклонные скважины из расчета пересечения крутолежащего тела, однако лишь пройденная вертикальная скважина обнаружила хромитовые руды на горизонтальном продолжении россыпи. Есть основание предполагать наличие здесь субгоризонтального хромитового тела (см. рис. 35). В последующие годы в результате целенаправленного картирования с петрографическим рас-

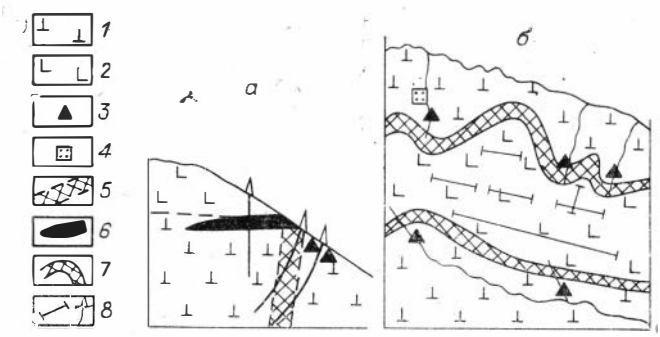


Рис. 35. Геологическое строение рудопроявления горы Веселой (*а* — в разрезе) и района горы Чемодан (*б* — в плане).

1 — дуниты; *2* — перидотиты; *3* — хромитовые руды в делювии и аллювии; *4* — вкрапленные руды в коренном залегании; *5* — первоначально предполагаемое положение рудного тела на горе Веселой; *6* — его фактическое положение; *7* — выход рудоносного горизонта дунитов, залегающих под перидотитами в районе горы Чемодан; *8* — пройденные поисковые горные выработки и колонковые скважины.

Таблица 10

Минералогический состав хромитовых руд, %

№ пробы	Массив	Характер руд	Хромит	Магнетит	Пирит	Сульфиды	Лимонит	Оливин	Серпентин	Хлорит	Карбонат	Асбест
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
				Кузнецкий Алатау								
23	Семеновский	Сплошная	88	9	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3 АС	Не обн.	Не обн.	Не обн.
11 401б	»	»	90	Ед. зн.	»	Ед. зн.	»	»	3 АС	»	»	»
11 100	»	»	60	15	»	»	»	»	20 С	»	»	»
б/н	»	»	82,5	5	»	»	»	»	10 С	»	»	»
б/н	»	Вкрапленная	15	20	»	»	»	»	65 Х	»	»	»
б/н	»	»	10—15	10—20	»	»	»	»	70	»	»	»
208	Прокопьевский	Сплошная	85	Не обн.	Ед. зн.	»	»	»	15 С	»	»	»
р. 6, К-3	Бархатный	Густовкрапленная	80	8	Не обн.	»	»	»	10 А	»	»	»
р. 6, К-1	»	То же	60	22	»	»	»	»	18	»	»	»
Пр. 4	»	»	74	Ед. зн.	»	»	»	Ед. зн.	12 С	4	Ед. зн.	Ед. зн.
238	Северный	Сплошная	75,5	0,5	»	»	»	»	24 ХС		»	Не обн.
18а	Чемодан	»	84	0,5	Не обн.	Ед. зн.	Не обн.	»	1,5С	13	Не обн.	»
18	»	Нодулярная	85	0,2	»	»	»	Не обн.	10С	4,5	»	»
201-22	»	Полосчато-вкрапленная	37	1,0	»	»	»	3	58Х	0,5	»	»
233а	»	Сплошная	95	Не обн.	»	»	»	Ед. зн.	Ед. зн.	4,5	»	»
89а	»	Полосчато-вкрапленная	12	»	»	»	»	»	87ХАС	Ед. зн.	»	0,2
92	»	То же	11	2,5	»	»	»	3	77Х	2	»	Не обн.
97	»	»	54	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Ед. зн.	42ХС	Ед. зн.	Ед. зн.	»
95	»	»	50	»	»	»	»	0,5	80ХС	0,5	»	»

234	Чемодан	Сплошная	94	Ед. зн.	»	»	»	4	Ед. зн.	2	Не обн.	»
127	Становой	Полосчато-вкрапленная	54	7	»	»	»	13	23Х	1	»	2
124	»	То же	21	1	»	»	1—2	Ед. зн.	76Х	Ед. зн.	0,5	Не обн.
128	»	»	42	Ед. зн.	»	»	Ед. зн.	6	50	2	Не обн.	»
128б	»	»	52	2	»	»	»	Ед. зн.	45	Ед. зн.	Ед. зн.	»
116	»	»	24	5	»	Ед. зн.	Не обн.	4	65ХС	»	Не обн.	»
141	»	»	11	0,5	»	»	»	36	53Х	»	»	Ед. зн.
					Салаир							
523/1	Россыпной	Сплошная	85	9	Не обн.	Ед. зн.	1	Не обн.	5	Не обн.	Не обн.	Не обн.
51/1	Верх-Аламбайский	Полосчато-вкрапленная	25—30	Ед. зн.	»	Не обн.	Не обн.	»	70—75	»	»	»
51/2	То же	То же	50	»	»	»	»	»	50	»	»	»
	»	»	30	»	»	»	»	»	70	»	»	»
43/8	Тогул-Сунгайский, гора Веселая	Сплошная	70	12	»	»	8	»	40	»	»	»
2356	Тогуленок	Вкрапленная	63	Не обн.	»	»	Не обн.	»	37а	»	»	»
325	Гора Кедровая	»	42	13	»	»	»	Ед. зн.	45Х	»	»	Ед. зн.
325/1	Тогул-Сунгайский	Густовкрапленная	78	10,5	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	11Х	Не обн.	Не обн.	Не обн.
331/а	То же	Сплошная	64	8	»	Ед. зн.	1	»	27ХС	0,5	»	»
III-88-1	Успенский	»	72	3	Ед. зн.	Не обн.	Не обн	»	25	Не обн.	»	»

Окончание табл. 10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
301-III-1	Успенский	Густовкрапленная	66	5	Ед. зн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	26АХ	3	Ед. зн.	Ед. зн.
343-III-1	»	Сплошная	73	3	»	»	»	Ед. зн.	18АХС	1	0,5	»
361/1	»	»	87	5	Не обн.	»	»	»	»	8	Не обн.	»
339-III-1	Успенский	Густовкрапленная	55	4	Ед. зн.	»	»	»	31АХС	5	Ед. зн.	Ед. зн.
206-III-3	Макарихинский	Вкрапленная	30	40	»	Не обн.	Ед. зн.	Не обн.	30	Не обн.	Не обн.	Не обн.
225-III-1	»	Сплошная	85—90	1	Не обн.	»	»	»	10	4	»	»
241	Мартыново-Шалапский	»	75—80	1	»	»	»	»	20—25	Не обн.	»	»
К-241-2	То же	»	80	1	Ед. зн.	Ед. зн.	»	»	21а	»	»	»
163	»	»	95	3	Не обн.	Не обн.	»	»	1—3	»	»	»
138	»	Густовкрапленная	40	Не обн.	»	»	50	»	Не обн.	»	»	»
С-304	»	То же	45—50	3	Ед. зн.	»	5—10	»	36—47а	»	»	»

Примечание. Единичные зерна содержатся в пробах: гематит — р. 6, К-3, К-241-2, С-304; халькопирит — пр. 4; пирротин — 124; б/н, Семеновский массив, гидросиликаты никеля — р. 6, К-3, 138, С-304; пироксен — пр. 4; кеммерерит — 18а (1%), 201/22, 325/1 (0,04%); тальк — 11406 (10%), пр. 4; монтронит — 138, (10%), С-304 (1%), ед. зн. актинолита — пр. 4, 301-III-1, 343-III-1, 339-III-1.
А — актигорит, Х — хризотил, С — серпофит.

членением пород указанного массива, расположенного непосредственно у железнодорожной линии Новокузнецк — Барнаул, выделена рудоносная зона протяженностью около 4 км при ширине 100—500 м на уровне абсолютных отметок 400—450 м (Коновалова, 1971, 1975). Она объединяет лежащие в полосе дунитов, в 50—100 м от их контакта с перидотитами, 6 коренных и 8 делювиальных рудопроявлений хромитовых руд. Руды в основном сплошные, реже густовкрапленные и прожилково-вкрапленные, по качеству высокохромистые (см. табл. 8, 9).

Рудопроявления хромитов Успенского массива. Здесь выявлено 7 рудопроявлений. Все они располагаются в дунитах в 10—50 м от контакта их с перидотитами. Наиболее крупным является вскрытое канавами и расчистками жилоподобное тело, состоящее из разновеликих тектонических рудных блоков, поэтому ширина его изменяется от 20 см до 30 м; длина рудного тела 55 м. Падение «жилы» переменное, с углами 45—80°, с выполаживанием и выклиниванием на глубину; простирание близкое к меридиональному.

Другое жилоподобное тело длиной около 100 м, мощностью 1,7—2,0 м имеет крутое западное падение и близкое к меридиональному простирание. Колонковой скважиной здесь встречены густовкрапленные и сплошные руды на глубине в интервале 55,8—58,5 м. Контакты «жилы» резкие и оторочены крупнозернистым баститом. Во вмещающих породах около «жилы» содержатся мелкие четковидные линзы хромита (рис. 36).

Таблица 11

Результаты спектрального (полуколичественного) анализа хромитовых руд, %

№ пробы	Cr	Fe	Si	Al	Mg	Mn	Ni	Co	Cu	Y	Ti	Ca	Ga	Zr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
2	> 10	1	5	0,1	5	Не обн.	0,3	0,05	0,003	0,010	0,03	Не обн.	Не обн.	0,01
23	> 10	1	3	1	5	0,1	0,2	0,03	0,001	0,030	Не обн.	»	»	0,01
П-1	> 10	1	3	> 1	5	0,1	0,3	0,03	0,001	0,010	»	»	»	Не обн.
К-3	10	1	5	0,1	5	0,1	0,3	0,05	0,001	0,003	»	»	»	»
238	> 10	10	3	0,5	2	0,2	0,1	0,03	0,001	0,010	0,001	0,03	< 0,001	»
18	> 10	3	1	1	3	0,05	0,07	0,01	0,001	0,020	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»
234	10	5	3	0,5	3	0,1	0,01	0,03	Не обн.	0,050	»	»	»	»
233а	10	5	3	0,3	3	0,1	0,1	0,03	0,001	0,030	»	»	»	»
22	7	3	3	0,03	3	0,1	0,07	0,02	0,001	0,003	»	»	»	»
127	0,5	5	10	0,05	10	0,05	0,1	0,01	0,001	Не обн.	»	0,03	»	»
128	0,2	3	10	1	10	0,05	0,07	0,005	0,030	0,001	»	1	»	»
523-1	> 10	1	1	0,5	5	3	0,07	0,03	0,001	0,030	»	Не обн.	»	0,001
43-8	10	1	10	0,1	5	0,1	0,3	0,02	0,004	0,001	»	»	»	Не обн.
III-51-2	> 10	1	10	1	5	0,1	0,3	0,05	0,001	0,001	»	»	»	»
III-51-1	7	1	10	0,1	10	0,1	0,1	0,01	0,003	0,003	»	»	»	»
325-1	10	5	3	0,1	1	0,1	0,1	0,02	0,001	0,020	0,003	0,03	0,001	»
331а	10	5	5	0,1	2	1	0,05	0,05	0,001	0,005	0,001	0,05	0,001	0,003
III-2356-2	> 10	1	10	0,1	10	1	0,5	0,07	0,001	0,001	0,003	Не обн.	Не обн.	Не обн.

Окончание табл. 11

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Гора Веселая	> 10	0,3	3	1	5	0,3	0,1	0,02	0,001	0,030	»	»	»	»
Гора Лысая	> 10	1	1	1	5	0,3	0,1	0,03	0,001	0,030	»	»	»	»
325	10	10	7	0,03	3	0,2	0,1	0,05	0,001	0,005	0,001	0,03	0,001	»
III-343	> 10	0,3	3	> 1	5	0,1	0,1	0,01	0,001	0,030	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»
Макарихинский	> 10	1	10	0,1	10	3	0,3	0,10	0,001	0,030	»	»	»	0,001
			3					0,10						
III-225	> 10	0,3		0,1	5	1	0,3	0,3	0,001	0,003	»	»	»	Не обн.
III-138 *)	10	1	3	0,1	3	0,05	0,1		0,001	0,003	»	»	»	»
III-163	> 10	0,3	1	> 1	5	0,1	0,1	0,01	0,001	0,010				
С-304 **)	5	10	10	0,1	10	0,1	0,22	0,01	0,001	0,001	»	0,01	»	»
III-241-1	> 10	1	3	1	5	0,1	0,2	0,03	0,001	0,010	»	Не обн.	»	»
III-241	> 10	1	10	0,1	10	0,1	9,24	0,05	0,001	0,003	»	»	»	»

*) P — составляет 0,1%;
**) Ba в пробе 0,01%.
Привязку проб см. в табл. 8.

Рассечкой шурфа на протяжении 3 м прослежено почти горизонтальное чечевицеобразное тело хромита мощностью 1,5 м. Центральная часть его сложена сплошными, а периферическая — вкрапленными рудами.

Шурфами также вскрыты небольшой протяженности линзы, жилы, разбитые на блоки и растянутые в виде четок. Мощности жил не выдержанные, изменяются от 0,2 до 15 м, простирание их север-северо-западное.

В районе охарактеризованных рудопроявлений имеется элювиально-делювиальная россыпь площадью 70 000 м². Мощность рудоносного горизонта россыпи 1,5 м, содержание хромита варьирует от 6 до 100 кг/м³, в среднем составляя 40 кг/м³.

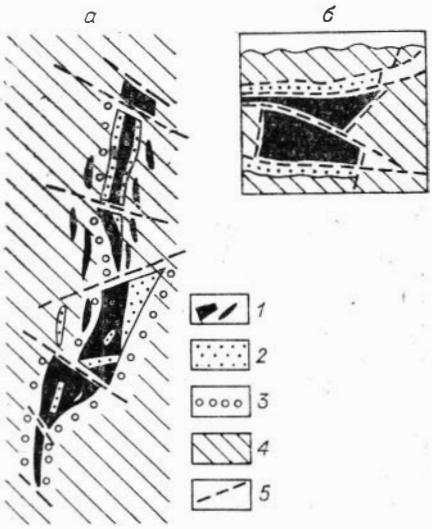


Рис. 36. Строение рудного тела Успенского дунит-гарцбургитового массива (*а* — в плане, *б* — в стенке шурфа). По Н. П. Старченко, С. А. Заикину.

1 — хромитовые руды сплошные и густовкрапленные с блоками бедновкрапленных. Руды брекчированы и не выдержаны по текстуре; *2* — вкрапленные хромитовые руды; *3* — отторочки из гиганто-зернистого бастита; *4* — вмещающие руды, хлорито-серпентиниты, серпофиты; *5* — тектонические нарушения.

Рудопроявления Мартыново-Шалапского массива. Здесь при разведке на никель скважинами и шурфами вскрыты десятки рудопроявлений хрома и бедной хромитовой минерализации. Массив слабо обнажен и на хромиты не разведывался, поэтому структура и масштабы оруденения остались невыясненными. На Белининском участке видны в обнажениях и вскрыты расчистками несколько рудных тектонических блоков, сложенных вкрапленными и богатыми сплошными рудами (рис. 37).

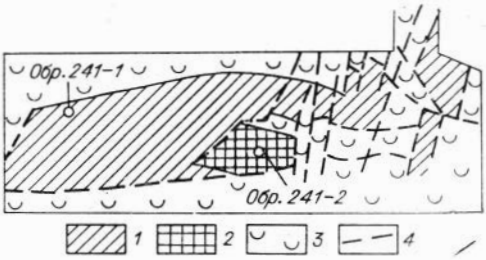


Рис. 37. Зарисовка Белинского рудного тела. По Н. И. Парвицкой.

1 — сплошные руды; *2* — вкрапленные; *3* — серпентиниты; *4* — тектонические нарушения.

Размеры наибольшего блока 20×3×1,5 м. На Шалапском участке скважинами и шурфами установлены рудопроявления хрома, представленные вкрапленными и сплошными рудами при мощности рудоносных горизонтов, с учетом небогатых вкрапленных руд по скважинам, до 56 м. Руды, как и вмещающие их породы, сильно брекчированы. На участке хромитового оруденения встречаются ультраосновные брекчии.

Заканчивая краткую характеристику наиболее существенных проявлений хромитового оруденения Кузнецкого Алатау и Салаира необходимо отметить, что наряду с рудами, как правило залегающими в дунитовых полях, отмечены низкосортные вкрапленные хромитовые руды в серпентинит-пироксенитовых породах Кундустуюльского (Кузнецкий Алатау) и Кыркылинского (Алтай) массивов (см. табл. 8, 9).

Вещественный состав хромитовых руд *)

По текстурным особенностям руды могут быть разделены на сплошные, или массивные, и вкрапленные. Среди последних различаются равномерно-, густо- и редковкрапленные, полосчато-вкрапленные, пятнистые, шлировые, нодулярные, брекчиевые. По размерам рудных вкрапленников выделяются маковые, рябчиковые и нодулярные, а в сплошных — мелко- и крупнозернистые (табл. XXIV).

Структуры вкрапленных руд чаще гипидиоморфно-зернистые и панидиоморфно-зернистые. Степень идиоморфизма хромшпинелида и серпентина различная. В редковкрапленных рудах хромшпинелид часто имеет идиоморфные очертания или хорошо ограненные кристаллы со сглаженными углами; в густовкрапленных и сплошных он чаще с несовершенным идиоморфизмом, иногда даже ксеноморфный или вообще неправильных лапчатых очертаний. Довольно часто хромшпинелид и серпентин имеют равную степень идиоморфизма, реже хромшпинелид уступает в идиоморфизме серпентинизированному оливину. Встречаются прерывисто-полосчатые структуры, петельчатые (табл. XXV) и лучистые. Сплошные руды имеют аллотриоморфно- и панидиоморфно-зернистые структуры. Крупнозернистые агрегаты хромшпинелидов, разбитые трещинами дробления, образуют раскрошенную катакластическую структуру (табл. XXVI), иногда порфировидную и реликтовую панидиоморфно-зернистую, когда на фоне зернистой аллотриоморфной массы хромшпинелида выступают ксеноморфные или идиоморфные зерна и агрегаты его зерен. Размеры зерен хромшпинелида в сплошных и вкрапленных рудах варьируют от сотых долей миллиметра до 3—5 мм, но преобладают 0,2—1 мм.

По минералогическому составу хромитовые руды Кузнецкого Алатау и Салаира сравнительно простые. Главные минералы в них, как и всюду,— хромшпинелиды и серпентин (хризотил, антигорит, серпофит). Иногда присутствует свежий или слабо серпентинизированный новообразованный оливин. Встречаются сульфиды — пирит, пирротин, халькопирит. При метаморфизме в небольшом количестве появляются магнетит и гематит, хлорит, актинолит, карбонаты и тальк. В зоне выветривания в хромитовых рудах развиты лимонит, аморфный магнетит (маггемит?), халцедон, окислы марганца, никелевые гидросиликаты, нонтронит (табл. 10).

Хромшпинелиды в прозрачных шлифах под микроскопом в большинстве случаев просвечивают красно-бурым, иногда желто-бурым цветом. В отраженном свете они серовато-белые с красновато-бурыми внутренними рефлексами. Оптически изотропны. Хромшпинелиды часто трещиноваты и раскрошены, содержат мелкие включения оливина, серпентина, сульфидов, иголочки магнетита и, очевидно, ильменита, так как по данным спектрального анализа в рудах содержится титан. Трещины в хромшпинелидах и периферические части их зерен выполнены магнетитом, серпентином и хлоритом с примесью пылевидного магнетита и хромшпинелида. Иногда к ним примешивается и карбонат. В Кундустуюльском, Семеновском и Макарихинском участках вторичные изменения существенно сказываются на качестве руд.

Минеральный вид хромшпинелидов устанавливается по химическому составу путем пересчета весовых данных анализа на молекулярные количества, а также рентгеноструктурным анализом. Согласно этим данным, хромшпинелиды, представлены магнохромитом, хромпикотитом и алюминистым хромитом (по Болдыреву).

---

*) Минералогами Т. Н. Соболь, Э. К. Веселовой, А. Н. Арбузовой, рентгенологом Б. Г. Эренбург, петрографом Н. Г. Булатовой, О. Г. Коноваловой изучены 50 образцов хромитовых руд с 20 рудопроявлений.

Магнетит выполняет многочисленные трещинки в хромшпинелидах, образуя систему неправильных прожилков, которые, сливаясь, образуют пятна до 0,5 мм в поперечнике. В виде сплошного агрегата магнетит окаймляет зерна хромшпинелидов по периферии и иногда замещает их полностью. Помимо более или менее свежего зернистого магнетита (табл. XXVI), в рудах широко проявляется смесь из магнетита, серпентина, хлорита и хромшпинелида (?), выполняющая трещинки в хромшпинелидовых зернах и в нерудной части или же окаймляющая хромитовые зерна иногда через каемочку серпентина (табл. XXVII, XXVIII). Часть окисного железа в этих новообразованиях превращается в мельчайшие зернышки гематита.

В зоне выветривания (Мартыново-Шалапский, Тогул-Сунгайский, Семеновский и Прокопьевский массивы) в хромитовых рудах встречаются лимонит, аморфный магнетит, халцедон, окислы марганца, никелевые гидросиликаты, нонтронит.

Нерудная часть представлена в основном серпентином и хлоритом. Иногда им сопутствуют незначительные количества актинолита, талька, карбоната и асбеста. Из первичных минералов присутствуют реликты оливина и в единичных случаях пироксен.

Серпентин. Интерстиции между зернами хромита выполнены агрегатом хлорито-серпентина, который имеет характерный серпофитоподобный облик, бутылочно-зеленый цвет в свежем состоянии и фисташково-зеленый — в выветрелом. В серпентине отмечаются реликты оливина и единичные зерна пироксена. Как и в других регионах, хромшпинелидовые руды всегда включены в такие серпентинитовые породы, если даже они залегают среди дунитов, перидотитов (Чемодан) или пироксенитов (Кундустуюл), т. е. имеют большую или меньшую, но обязательно серпентинитовую оторочку.

Серпентин отмечается в шлифах редко в форме хризотила петельчатой и параллельно-волокнистой структуры, чаще в форме метельчатого пластинчатого бесцветного антигорита и обычно в виде опаловидного восково-просвечивающего изотропного серпофита. Химический состав такого серпентина в пробе 325 таков: SiO_2—41,5%, MgO—41,88; FeO—0,2; Fe_2O_3—3,22; Cr_2O_3—0,51; п. п. п.—12,54.

Из табл. 10 видно, что серпофит содержится преимущественно в сплошных, густовкрапленных и нодулярных рудах, имеющих резкие контакты с фисташково-зелеными оторочками вкрапленных руд, но без признаков инъекционных отношений.

Хлорит сопутствует магнетиту и серпентину, выполняющим трещинки в хромшпинелидах и окаймляющим их зерна. Розетковидные, метельчатые агрегаты его с характерными, в отличие от серпентина, синеватыми аномальными цветами интерференции выполняют иногда 1—1,5-миллиметровые трещинки в руде самостоятельно или образуют пятна вокруг измененного непрозрачного хромшпинелида в ассоциации с карбонатом. Размер зерен хлорита варьирует в пределах десятых и сотых долей миллиметра. Макроскопически он имеет бледно-сиреневато-розовый и розоватый цвет; на основании этого, а также рентгеновского анализа отнесен к кеммерериту.

Карбонат (кальцит и магнезит) встречается в рудах довольно часто, но в небольших количествах. Он, как уже говорилось, ассоциирует с магнетитом, серпентином и хлоритом в жилочках, выполняющих трещины в хромшпинелиде, а также образует самостоятельные гнезда и жилочки мощностью от 0,2 до 0,8 мм, а на Успенском участке, контактирующем с карбонатными породами — до нескольких сантиметров.

Хромдиопсид в виде жилочек мощностью 1—4 см рассекает сплошные хромитовые руды, вскрытые шурфом 395 на Успенском участке Салаира. Хромдиопсид в жилках светло-зеленый, крупнокристаллический, местами серпентинизирован.

Тальк был встречен в двух пунктах. На Семеновском участке в свалах найдены сильно давленные обломки сплошного хромшпинелида с включениями талька (см. табл. 10, пр. 11 401 *б*). В составе густовкрапленных руд горы Бархатной наряду с хромшпинелидом, магнетитом, серпентинитом, хлоритом и другими минералами в небольшом количестве присутствует тальк.

Химический состав, физические свойства и технологическая характеристика хромитовых руд

Химические анализы руд и мономинеральных фракций хромшпинелидов (см. табл. 8) показывают, что большинство рудопроявлений содержат пригодные для промышленного использования металлургические и огнеупорные сорта руд.

Низкосортные железистые разности отмечены пока лишь на Кундустуюльском, Прокопьевском, Макарихинском участках. Сорта руд, используемые в огнеупорной промышленности, имеются в Тогул-Сунгайском, Успенском, Бархатном массивах. Наиболее высококачественные металлургические сорта характерны для Мартыново-Шалапского массива.

Из 57 полно проанализированных проб сплошных, густовкрапленных хромитовых руд и их мономинеральных фракций с 11 массивов 34 пробы относятся к металлургическим сортам и 23 — к огнеупорным.

В общих чертах для Урала подтверждается установленная ранее Г. А. Соколовым, А. Г. Бетехтиным и др. закономерность зависимости качества хромшпинелидов от состава окружающих их пород.

Таблица 12

Физические свойства хромитовых руд

№ пробы	Массив	Характер руд	Плотность δ, г/см³	Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^{-6}$ СГС	Остаточная намагниченность $J_{ост} \cdot 10^{-6}$ СГС
23	Семеновский	Сплошная	4,04	258	151
238	Северный	»	3,90	518	156
6453	Чемодан	»	3,65	110	275
7027	»	Густовкрапленная	4,36	880	1 320
234	»	Сплошная	4,23	260	2480
233а	»	»	4,08	1 410	2 600
97	»	Бедновкрапленная	2,71	7150	2 880
92	»	»	2,87	12 400	3 450
128	Становой Хребет	Полосчато-вкрапленная	3,07	283	360
127	То же	Вкрапленная	3,18	460	1 870
124	»	»	2,94	2 020	970
116	»	Полосчато-вкрапленная	2,85	2 950	82 000
141	»	То же	3,27	2 500	3 840
III-51	Верх-Аламбайский	»	2,78	8 850	2 220
325-1	Тогул-Сунгайский	Густовкрапленная, крупнозернистая	3,61	6 320	3 160
331а	»	Сплошная	3,03	4 350	6 650
325	Успенский	Вкрапленная	3,03	6 100	5 300
III-343	»	Сплошная	4,32	268	483
III-343	»	Густовкрапленная	4,00	462	830
III-395-1	»	Сплошная	2,81	24	3
III-395	»	»	3,04	106	1 040
III-361	»	»	4,16	735	1 120
III-339	»	Густовкрапленная	3,64	2 740	2 360
III-301	»	Вкрапленная	2,80	4 180	970

Таблица 13

Химический анализ исходной руды, %

№ пробы	Массив	Cr_2O_3	Fe_2O_3	$Fe_{общ.}$	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO
Пр. 4	Бархатный	45,0	—	14,0	7,8	8,1	16,0	0,28
Ш-301	Успенский	38,0	14,5	11,9	11,8	4,7	17,2	1,17
Ш-339	»	41,8	—	12,4	11,5	5,3	18,2	Не обн.
Ш-343	»	39,3	12,3	13,0	8,1	6,8	16,8	»

Замечено также, что прожилково-вкрапленные руды имеют чаще всего магнохромитовый состав, а наиболее крупные скопления сплошных руд — хромпикотитовый.

Из второстепенных элементов в рудах Кузнецкого Алатау и Салаира (табл. 11) содержатся Mn, Ni, Co, Zn, Cu, V, в незначительных количествах в виде примеси анализами улавливаются Ti, Ga, Zr, P, Ba.

Данные определения физических свойств хромитовых руд, приведенные в табл. 12, показывают, что для сплошных массивных и густовкрапленных хромитовых руд характерны: плотность=2,84—4,36 г/см^3 (в среднем 3,73 г/см^3), магнитная восприимчивость $\varkappa$=106—1410, реже до 2740—6320·10^{-6} СГС, остаточная намагниченность $J_{ост}$ 151—2600$\times$ $\times$10^{-6} СГС (в трех случаях до 3160—6650·10^{-6} СГС).

Относительно низкие величины $J_{ост}$ и $\varkappa$ позволяют предполагать о незначительной примеси в хромитовых рудах магнетита.

Обогащением на концентрационном столе пробы рудопроявления горы Бархатной получен хромитовый концентрат с содержанием Cr_2O_3 52,3% при извлечении 73%. Из проб 301, 339 и 343, отобранных с рудопроявлений Успенского массива, получен хромитовый концентрат с содержанием (соответственно) Cr_2O_3=54; 54; 45% при извлечении 73; 78; 82%. Выход концентратов составляет 54; 60; 72%. Методом сухой магнитной сепарации обесшламленной руды, измельченной до 1,3+0 мм (Ш-301, Ш-339, Ш-343) получены концентраты с содержаниями окиси хрома (соответственно) 47; 49; 43% при извлечении во всех трех пробах 88%, при выходе концентрата 72; 74; 81% (табл. 13, 14). При обогащении руды в замкнутом цикле извлечение хромита будет повышено за счет доизвлечения его из промпродукта. (Минералогический состав подвергшихся обогащению проб. см. в табл. 10).

Таблица 14

Химический анализ двух смешанных концентратов, %

№ пробы	Массив	Cr_2O_3	$Fe_{общ.}$	SiO_2	Al_2O_3	Mg	CaO
Концентрат I							
Пр. 4	Бархатный	52,5	14,2	3,6	10,6	11,2	0,2
Концентрат II							
Пр. 4	»	52,1	12,7	3,8	11,4	11,2	0,1
Ш-301	Успенский	50,5	13,2	6,2	8,9	13,4	0,5
Ш-339	»	50,2	14,0	8,4	7,5	15,2	0,2
Ш-343	»	43,2	12,4	18,9	13,8	15,5	0,1

Примечание. Закись железа не определялась.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Для наиболее изученных и важных в рудоносном отношении массивов установлено, что в их пределах рудопроявления и месторождения хромита, группируясь в субгоризонтальные зоны, располагаются на определенных для каждого массива гипсометрических и псевдостратификационных уровнях, отвечающих областям перехода одних петрографических разновидностей в другие. Оруденение концентрируется: 1) в верхних и нижних частях дунитовых слоев или «ядер», залегающих под перидотитами; 2) в зоне перехода перидотитов в полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс; 3) в зоне перехода полосчатого комплекса в полосчатые апогипербазитовые габброиды.

Так, в массиве горы Становой Хребет из 52 рудопроявлений и пунктов минерализации 42 залегают в дунитах в 50—150 м относительно стратификационной поверхности дунит — перидотит и в 100—200 м от уровня перехода перидотитов в полосчатый комплекс, и только 10 проявлений хромитовой минерализации лежит в перидотитах и в полосчатом комплексе. В Успенском массиве наиболее существенные рудопроявления располагаются в дунитах в 10—50 м от их границы с перидотитами (рис. 38); в Тогул-Сунгайском массиве это расстояние составляет порядка 50—100 м. Таким образом, хромитовое оруденение носит субпластовый характер. Но в пределах рудоносных «макропластов» или горизонтов рудные тела размещены группами в виде дугообразных зон. В пределах дугообразных зон слабонаклонные линзы, воронкообразные, чашеобразные или подковообразные, реже жилоподобные тела располагаются эшелонированно или кулисообразно (Коновалова, 1971). В массивах гор Чемодан — Становой Хребет хорошо видна веерообразная ориентировка полосок вкрапленного хромита в воронкообразных рудных телах. В рудопроявлении горы Бархатной наблюдается веерообразно-турбулентное расположение даек вокруг рудного тела, свидетельствующее о таком же, как и в массиве горы Становой Хребет, воронкообразном характере локализующей руду структуры.

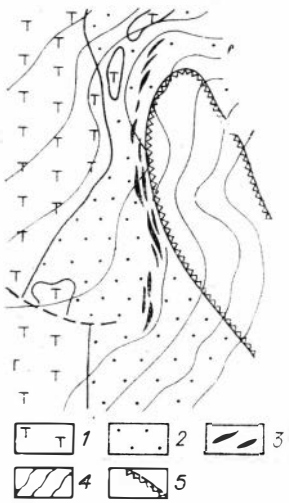


Рис. 38. Положение рудного тела относительно контакта дунитов с перидотитами и относительно рельефа. Успенский массив.

1 — перидотит; *2* — дунит; *3* — жилообразное рудное тело; *4* — горизонтали; *5* — контуры хромитовой россыпи.

Руды различных горизонтов отличаются друг от друга по генезису, структурам, текстурам и вещественному составу. Наибольший интерес представляют руды дунитовых «ядер». Оруденение двух других уровней в рассматриваемых районах носит минералогический характер, хотя и неизменно проявляется в массивах.

Хромитовые руды подразделяются на первичные и вторичные. Первые представлены массивными, сплошными и густовкрапленными хромпикотитовыми рудами, слагающими компактные тела вышеназванных форм. Эти наиболее крупные и важные в промышленном отношении рудные тела и зоны располагаются среди дунитов «ядра», выполняющих обычно мощные горизонты в южных оконечностях гипербазитовых массивов и в замковых частях дугообразных гипербазитовых зон.

Вторичные вкрапленные хромитовые руды магнохромитового и алюмохромитового состава слагают тела жилообразной, пласто-

образной формы горизонтального, реже наклонного залегания. Они приурочены к упоминавшимся выше второму и третьему уровням, т. е. к областям смены перидотитов полосчатым комплексом и последнего — полосчатыми габброидами. В полосчатых комплексах хромитовая руда приурочена к обогащенным оливином или оливинсодержащим прослоям пород. Если дунитовые «ядра», к которым приурочены первичные руды, находятся в южных частях массивов, то дунитовые слои со вторичными рудами могут быть встречены в любой части массива. Петрографические (метасоматические) разновидности пород в массивах обычно располагаются субгоризонтально, как и приуроченные к ним слои хромитового оруденения, поэтому в практике поисков имеет значение определение гипсометрического уровня размещения известных месторождений хрома (Коновалова, 1975).

Совмещаясь и накладываясь, первичное и вторичное оруденения создают смешанный тип. Оторочки вкрапленников вокруг тел первичных сплошных и густовкрапленных руд, а также гнезда, прожилки и вкрапления последних позволяют видеть в рудах черты первично-магматического и вторично-метасоматического генезиса, что вызывает дискуссии сторонников этих двух генетических концепций. Первичные и первично-метаморфизованные рудные тела всегда приурочены к явным дизъюнктивам; им, как правило, сопутствует множество различных даек и сильная нарушенность вмещающих пород, относимая обычно за счет неотектоники. Рудные тела имеют тектонические контакты с вмещающими породами и сложены разноориентированными рудными блоками, отграниченными друг от друга залеченными минерализацией тектоническими трещинами. Руды в блоках обладают резко различными текстурными и структурными особенностями (см. рис. 33, 36, 37). Ксеноблоки густовкрапленной руды («рябчика») перемежаются с блоками редковкрапленной («маковой»). Здесь же содержатся блоки безрудного дунита и секущие всё метасоматические жилки хромита, дунита и иногда хромдиопсида. Участками встречаются и параллельно-полосчатые руды, выдерживающие на некотором отрезке одинаковую ориентировку. На сильную брекчированность хромитовых руд обращалось внимание А. П. Карпинским (1926), С. М. Сулеймановым, В. М. Баба-Заде (1967).

Для участков хромитового оруденения характерны серпентиниты-серпофиты бутылочно-зеленого цвета в свежем состоянии и фисташково-зеленого — в выветрелом. Такие серпентиниты фарфоровидного облика всегда и везде слагают силикатную часть в хромитовых нодулях, интерстиции между хромшпинелидами в рудной массе, а также образуют бо́льшие или меньшие (пропорционально масштабу оруденения) оторочки у рудных тел. Заключенные в такую серпентин-серпофитовую «капсулу», хромитовые рудные тела, группируясь в зоны, чаще всего располагаются среди монотонных, относительно свежих дунитов метасоматического происхождения (Москалева, 1960; Юдин, 1959; Бакиров, 1963; Коновалова, 1970; и др.).

Брекчиевый характер хромитовых руд, наличие серпофитовой «капсулы» вокруг хромитовых тел, их тектонические контакты и прочее дают нам основание предположить, что первичные хромитовые обособления претерпевали перемещения в твердом состоянии.

Связь хромитовой минерализации с дунитами общеизвестна. Очевидно, она зависит от их общей приуроченности к нарушенным зонам, возникающим при вторжении твердых блоков гипербазитов и особенно плотных, хрупких хромитов. Вдоль этих зон и протекали активные метасоматические и метаморфические процессы с образованием мономинеральных оливиновых пород и вторичного полосчато-вкрапленного оруденения. Вторжение хромитового тела, нарушая физико-химическое равновесие в окружающих породах, вызывали в них волну физико-химических преобразований, молекулярных перегруппировок, приводя-

щих к выносу (вверх) кремния, алюминия, кальция, углекислоты и накоплению таких компонентов, как хром, магний и, верятно, другие.

Эти процессы сыграли активную роль в формировании руд. Последние претерпели обогащение и метаморфизм, а возможно, в отдельных случаях и обеднение. И действительно, наблюдается, что хромитовые руды несут явные следы метаморфизма. Блоки механически перемещаемых массивных руд «обрастают» ореолами вкрапленных руд: полости, линейные трещины в них заполняются переотложенным серпентином, оливином и хромитом с образованием полосчато-вкрапленных руд. Руды пересекаются хромитовыми и дунитовыми прожилками, иногда неоднократно. Зерна более раннего первичного хромшпинелида раздроблены и замещены магнетитом, за счет алюмосиликатов развивается хлорит, хромдиопсид и другие метаморфические минералы (Бетехтин, 1937; Соколов, 1948; Павлов, Кравченко, Чупрынина 1968; Коновалова, 1972; Лебедев, 1974; и др.). Полосчато-вкрапленные руды не имеют четких границ с вмещающими их и сингенетичными им метасоматическими дунитами, часто носят иероглифический характер или петельчатое расположение хромшпинелидов с явной унаследованностью ими структуры оливина. Имеются указания на относительно хорошие миграционные способности хрома (Сутурин, Глазунов и др., 1969; Гинзбург, 1947; Лапаев и др., 1973; Кириенко, 1972; Хитаров, 1936) и на наличие обеднения хромом околорудных тел, что характерно для гидротермальных рудных месторождений (Долгов 1965б).

Хромшпинелиды первичных и метасоматических руд различаются по кристаллографической форме и составу. Вкрапленно-жильные переотложенные и как бы «перечищенные» хромиты имеют магнохромитовый, иногда алюмохромитовый состав в отличие от хромпикотитового сплошных первичных руд. Хромшпинелиды первичных (сплошных) руд исходных пород, по нашему мнению перидотитов, имеют ксеноморфные, порфиробластовые формы, а хромшпинелиды в дунитах и вкрапленно-жильных телах — идиоморфные. Подобная зависимость кристаллографической формы хрошпинелида от характера вмещающих их пород отмечается А. С. Варлаковым (1969) для Урала. Первичные и вторичные хромитовые руды имеют и другие морфологические особенности. Первичные слагают крупные компактные изометричные линзовидные блоки и крупные гнезда, в то время как вкрапленные выполняют жилы, причем жилы эти часто имеют ориентировку в массивах, согласующуюся с другими явно метасоматическими образованиями — жилами клинопироксена, сколецита, везувиана и с трещинами отдельности и кливажем. Эти полосчато-вкрапленные структуры, так же как и нодулярные могут возникнуть метасоматически, а также путем перекристаллизации тонко раздробленного материала, образующегося при перемещении «твердых» первичных руд.

В связи с этим привлекает к себе большое внимание улавливаемое А. С. Варлаковым (1974), И. Ф. Ефремовым (1971), А. Г. Бетехтиным (1935) сходство нодулярных структур, структур пластического течения (рис. 39) и деформаций в хромитовых рудах со структурами раскристаллизации геля. О. К. Иванов (1974, с. 76) пишет о перемещении хромитов в суспензионном состоянии, Т. Тейер (1969), Г. Г. Кравченко (1969) — в пластическом. Вещество гелеобразного (коллоидного или дисперсного) состояния могло возникнуть в рудах в процессе их перемещения, разрушения и механохимических преобразований, аналогичных описанным В. И. Молчановым (1966, 1971). Некоторым аргументом в пользу высказанного предположения является сходство серпофита интерстиций и оторочек рудных тел с гипергенным серпофитом кор выветривания. Общепризнано, что серпофит формируется чаще всего в зонах тектонических нарушений.

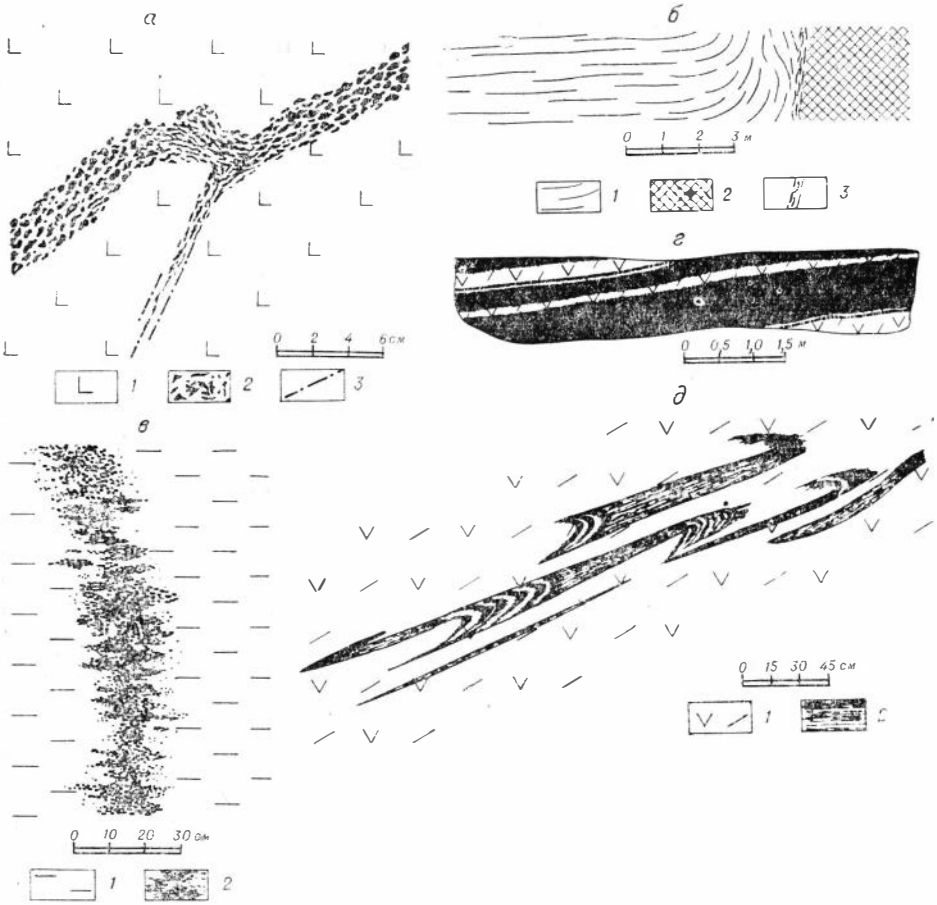


Рис. 39. Структуры пластического течения и деформации в хромитовых рудах. Рисунки заимствованы из работы Г. Г. Кравченко (1969).

а — прожилок хромита, деформированный в период его образования: *1* — дунит, *2* — хромит, *3* — тектонические трещины; *б* — загиб рудного тела возле тектонического нарушения: *1* — полосчатые хромитовые руды, местами переходящие в массивные, *2* — крупнозернистые густовкрапленные хромитовые руды, *3* — тектонические нарушения; *в* — прожилок хромита с зернами и агрегатами хромшпинелидов, вытянутыми перпендикулярно к его контактам: *1* — дунит с акцессорными выделениями хромшпинелидов, *2* — хромит; *г* — хромитовое рудное тело с косоориентированными агрегатами хромшпинелидов; *д* — загибы рудных тел на участках их выклинивания: *1* — дуниты с удлиненными обособлениями акцессорных хромшпинелидов, *2* — агрегаты рудных зерен хромшпинелидов.

Таким образом, формы рудных тел, их тектонические контакты, брекчиевое сложение, атакситовые, раскрошенные структуры руд, наличие серпофитовой оболочки позволили автору выдвинуть на обсуждение вопрос о возможном механическом перемещении твердых или пластичных масс вместе с твердыми блоками гипербазитов с их последующей метасоматической переработкой и частичным переотложением.

Миграция и метасоматическое переотложение хрома происходят не только в сфере расположения первичных рудных тел. Концентрация хрома наблюдается, как уже говорилось, между слоями различных по составу пород, слагающих ультраосновные массивы, которые в данном случае можно рассматривать как среды с разными физико-химическими свойствами, как зоны или ступени метаморфизма на определенных для каждого массива гипсометрических (энергетических) уровнях.

Многослойное проявление хромооруденения в массивах широко известно. Оно описано В. Петрашеком (Petrascheck, 1957) для гипербази-

товых массивов Болгарии и Турции, Н. В. Павловым, И. И. Григорьевой-Чупрыниной (1973) для Урала, Кубы и т. д. В перечисленных примерах формирование хромитоносных горизонтов и вмещающих их дунитов авторы объясняют магматической дифференциацией. В нашем случае это — результат метаморфизма.

Глава IV

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И СТРОЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И САЛАИРА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Как показано в предыдущих главах, массивы гипербазитов Кузнецкого Алатау и Салаира обладают многими общими специфическими чертами. Отчетливо проявились региональные закономерности в их пространственном размещении, морфологии, строении, вещественном составе, характере и общей направленности процессов метаморфизма и т. п.

Гипербазиты Кузнецко-Алатауского и Салаирского поясов слагают более 300 массивов суммарной площадью около 400 км² (см. табл. 1).

В наиболее жестких структурах — срединных массивах Кузнецкого Алатау и антиклинориях Салаира закартированы кольцевые структурные ассоциации пород базит-гипербазитового состава (см. рис. 1). Последние в целом имеют в плане изометричные эллиптические очертания и зонально-кольцевое строение. Диаметры кольцевых ассоциаций в плане составляют от 2—3 до 36 км и периметры 20—120 км.

Базит-гипербазитовые ассоциации имеют генеральную зонально-кольцевую в плане и воронкообразную в разрезе форму, представляя собой воронкообразные слоистые тела с южным склонением (см. рис. 2, 4, 8). Краевая (внешняя) зона «воронок» представлена гипербазитами, средняя — полосчатым дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом и полосчатыми габброидами, а внутренняя (верхняя) — брекчированными эффузивовидными породами среднего и основного состава, их туфами и брекчиями с блоками осадочных пород. Зоны кольцевых ассоциаций прерывисты и не выдержаны по мощности. Внешние зоны из-за наклона воронкообразных тел в плане имеют дугообразную форму (Коновалова, 1968, 1969). Наряду с дугообразными встречаются и обособленные линейно-вытянутые линзовидные, каплевидные тела гипербазитов, в висячем контакте которых также располагаются габброиды, а затем — эффузивы. Обособленные тела гипербазитов шире и распространены по окраинным, погруженным под мезокайнойзойские осадки частям Кузнецкого Алатау и Салаира. Возможно, это отдельные выходы скрытых под рыхлыми отложениями кольцевых гипербазитовых зон.

Дугообразные и линейные базит-гипербазитовые ассоциации залегают, как правило, среди глубоко метаморфизованных осадочных пород, в составе которых выделяются характерные углисто-кремнисто-серицитовые, гранат-плагиоклазовые, хлоритовые сланцы, филлиты, с прослоями мраморизованных известняков, метаморфизованных эффузивов.

Наиболее ярко дугообразная форма зон гипербазитов выражена в районах гор Становой Хребет, Чемодан и Медвежьей, слабее — в Ко-

жух-Пезасском, Мартыново-Шалапском и других районах. Характерно, что во всех случаях линейные массивы и дугообразные зоны гипербазитов имеют в этих регионах одинаковую пространственную ориентировку. Массивы гипербазитов вытянуты в субмеридиональном север-северо-восточном или север-северо-западном направлении, дугообразные зоны их всегда обращены выпуклой частью к югу, а открытой — к северу (см. рис. 2). Такая форма и положение гипербазитовых зон обусловлена общностью условий и причин образования. В поле развития габброидов и эффузивов содержатся многочисленные мелкие, без четких границ, пестрые по составу полнокристаллические, субвулканические и жерловые тела гранитоидов и габброидов, иногда со щелочной специализацией, а также сохраняются останцы карбонатно-сланцевых пород. В центре структуры относительно симметрично дугообразной гипербазитовой зоне среди эффузивов располагается расслоенное тело дунит-пироксенит-габбрового состава, что подчеркивает зональный план строения общей структуры.

Дугообразные зоны ультраосновных и габбровых пород вместе с внутрикольцевыми разнообразными туфо- и эффузивовидными породами и брекчиями названы нами кольцевыми базит-гипербазитовыми ассоциациями. Они четко выделяются относительно высокими магнитными аномалиями на фоне ровного нулевого магнитного поля (см. рис. 3). Конфигурация магнитных аномалий и изолиний магнитного поля указывает на кольцевое строение ассоциаций и на их небольшое (1— 4км) распространение на глубину. Гипербазитовые зоны по данным картирования представляют собой серии разнородных по составу, степени метаморфизма, внутреннему строению и размеру (от нескольких метров до 1—2 км и более) тектонических блоков. Эти блоки имеют следы пластической деформации и резкие дизъюнктивные границы как между собой, так и с вмещающими породами, хотя хорошо согласованы с последними в общем структурном плане. Контактового воздействия ультраосновных пород на вмещающие проды не наблюдается. Отмеченная кое-где амфиболизация, сопровождаемая отальковании гипербазитов, вызвана наложенными аллометаморфическими процессами, так как она проявляется и внутри массивов.

Все внутрикольцевые ассоциации пород, включая и гипербазитовые, рассечены радиальными телами долеритов, кератофиров, лампрофиров и своеобразными прямолинейными трещинами, заполненными брекчиевыми породами.

На основе несогласного расположения протоструктур по отношению к современным структурным элементам массивов (форме, вытянутости, метасоматической полосчатости и т. п.), сильной нарушенности пород, явлений будинажа, наличия мощных зон рассланцевания и дробления гипербазитов в контактах, угловатого, клиновидного, характера контактов и их согласованности с региональными тектоническими зонами, примыкания гипербазитов к различным по возрасту и составу породам, а также глубокого преобразования материнских пород массивов можно сделать вывод о том, что рассмотренные нами гипербазитовые тела вторглись в окружающие их породы в твердом, раскристаллизованном или в пластическом — литофлюидитном (Поспелов, 1969) состоянии.

Химическая полярность гипербазитов по отношению к вмещающим толщам и исключительная нарушенность, раздробленность, дислоцированность гипербазитов, возникшая при вторжении их в твердом состоянии, способствуют активным метаморфическим преобразованиям.

В результате, входящие в ту или иную кольцевую зону разноориентированные и различные по первичному составу тектонические блоки (массивы, тела) гипербазитов приобретают общую вертикальную метаморфическую зональность единого кольцевого плана.

В южных краевых частях гипербазитовой зоны, служащих передовым фронтом при движении блоков гипербазитов проявляется брекчирование и динамометаморфизм пород, сопровождающийся образованием зон брекчий, гнейсовидных оливин-антигоритовых, оливинитовых пород и антигоритовых серпентинитов, развитых также вдоль тектонических зон. Массивы и зоны гипербазитов сложены в своем основании дунитами. Эти наиболее крупные тела дунитов, именуемые как «дунитовые ядра», «дунитовые слои» или «подводящие каналы», тяготеют к южным оконечностям отдельных массивов и слагаемых ими дугообразных зон. Далее вверх и к центру воронкообразной структуры дуниты постепенно сменяются перидотитами, в свою очередь последние — метаморфическим полосчатым верлит-дунит-клинопироксенитовым комплексом и далее — полосчатыми метаморфическими габброидами.

Интенсивно проявившиеся тектонические и метаморфические процессы послужили основанием для определения линейных и кольцевых базит-гипербазитовых ассоциаций как тектоно-метаморфических.

В настоящее время о происхождении гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации существует ряд гипотез. Наиболее распространено представление о гипербазитах как интрузиях вдоль швов глубинных орогенных разломов, вторгшихся в виде расплава (Заварицкий, 1961; Н. Д. Соболев, 1952; Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Тейлор, Нобл, 1963; и др.) или в виде кристаллической «каши» (Боуэн, Таттл, 1950; Тернер, Ферхуген, 1961; Пинус, Колесник, 1966; Ю. А. Кузнецов, 1964; и др.).

Полученный материал по Кузнецкому Алатау и Салаиру во многом противоречит этой гипотезе. Тела гипербазитов имеют форму будин, кулисообразных бескорневых линз, клиновидных блоков с тектоническими контактами; в них не наблюдается явлений флюидальности в эндоконтактах, ассимиляции и гибридизма в краях, отсутствуют их эффузивные аналоги. Заключенные внутри гипербазитов тектонические отторженцы вмещающих сланцев не несут следов каких-либо изменений, и только находясь среди метасоматических дунитов (см. гл. I), их отторженцы подвергаются оливинизации. При этом вся силикатная часть сланцев, сохранивших свою полосчатость, подчеркнутую ритмичными скоплениями графита, замещается свежим оливином. Доказательством «сорванного» характера контактов гипербазитовых тел, причем со значительной амплитудой перемещения, является также постоянное, обычное для гипербазитов всего мира отсутствие хромитов во вмещающих толщах. Н. В. Павлов указывает на крупные разрывные нарушения в зонах непосредственного контакта гипербазитов с вмещающими породами на Полярном Урале, Кавказе, в Китае, Болгарии и других регионах (Павлов и др., 1968).

В проблеме гипербазитов одним из важнейших является вопрос о зональности гипербазитовых массивов и в целом базит-гипербазитовых ассоциаций, которая большинством исследователей считается продуктом магматической дифференциации или многофазовых внедрений (Волохов, Иванов, 1963; Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Павлов и др., 1973; и др.). Но имеются сторонники и метаморфического генезиса (Юдин, 1959; Москалева, 1958, 1974; Морковкина, 1974; Коновалова, 1970, 1975 и др.). Этому вопросу сейчас уделяется большое внимание у нас и за рубежом (Bellizzia, 1972; Moores, 1973). В этом плане большой интерес представляет работа А. Б. Дергунова, А. А. Ефимова и др. (1974), в которой рассмотрен мощный стратифицированный комплекс пород на Полярном Урале, сложенный в нижней части дунит-гарцбургитовыми, выше — дунит-пироксенит-габбровыми и завершающими плагиогранитными пластообразными телами. Этот вертикальный ряд указанные авторы рассматривают как стратифицированые слои верхней

мантии и земной коры. Имеются и другие примеры метаморфических апогипербазитовых комплексов (см. раздел «Метаморфизм ультраосновных пород»).

Данные структурно-тектонического картирования, петрографо-минералогического изучения пород позволяют рассматривать зональность изученных нами гипербазитовых массивов и в целом базит-гипербазитовых ассоциаций как метаморфическую, а не магматическую. Об этом свидетельствуют также ленто- жило- и полосовидная формы тел базит-гипербазитовых ассоциаций и их залегание, согласное с элементами тектоники вмещающих пород. Часто полосчатость в перидотитах и дунит-верлит-клинопироксенитовом комплексе не соответствует форме массивов, а следует зонам рассланцевания и ориентирована местами перпендикулярно контактам массивов. Все члены этих единых и в структурном и в петрографическом плане ассоциаций являются гомогенными и взаимообусловленными. Об этом говорит глобальная закономерность их состава, строения, структурного положения и т. п. Трудно допустить, чтобы эта глобальная закономерность подчинялась относительно случайным причинам, например, вторжению ортогаббро или поступлению известково-глиноземистых растворов из мантии по глубинным (в данном случае по кольцевым) разломам. В породах базит-гипербазитовых ассоциаций преобладают характерные для метаморфических образований структуры — бластопорфировая, гранобластовая, параллельно-пластинчатая, реликто-псевдоморфная и др., атакситовая, неравномерно-зернистая до гигантозернистой текстуры. Изменения, протекающие в базит-гипербазитовых породах и во вмещающих толщах, по парагенетическим ассоциациям носят близкий фациальный характер (Добрецов и др., 1970). В тех и других содержатся диопсид, гранат, тремолит, актинолит, хлорит, прёнит, эпидот, цоизит, сульфиды, слюды и гидрослюды. Небольшие линзы и жилы форстерититов находятся во вмещающих гипербазиты карбонатно-сланцевых отложениях (р. Северная) на значительном удалении от их контакта, форстерититы слагают зонки среди лиственитов и развиваются по «ксенолитам» сланцев в дунитах. Форстеритизация или оливинизация за пределами массивов проявляется ограниченно, однако в самих массивах она является обычным процессом (см. гл. II). Косвенным доказательством метаморфогенной природы дунитового горизонта, оливин-антигоритовых полос и некоторых других служит их структурная согласованность с заведомо метаморфическим сланцеватым дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом и полосчатыми габброидами.

На территории Кузнецкого Алатау и Салаира гипербазиты контактируют с различными по возрасту (от протерозоя до юры) вмещающими породами, причем в протолочках окружающих их разновозрастных пород, особенно эффузивов, содержится хромшпинелид. А. Л. Книппер (1965, 1968, 1971) подобный факт истолковывает как доказательство «холодного» внедрения гипербазитовых массивов.

С общетеоретических позиций необоснованность магматической гипотезы происхождения гипербазитов доказывается многими исследователями (Виноградов, 1961; Шейнманн, 1968; Москалева, 1958, 1974; Книппер, 1968, Морковкина, 1967, 1974; Лучицкий, Громин, Ушаков, 1967; Пейве, 1969; Перфильев, 1973; Велинский, 1970; Пинус, Велинский и др., 1973; и др.).

В последние годы широкое признание у нас и за рубежом получила гипотеза «холодного» внедрения в земную кору блоков (диапиров, протрузий) гипербазитов, являющихся производными верхней мантии Земли. У этой гипотезы имеется несколько направлений. Сторонники одного из них, рассматривающие гипербазиты в качестве протрузий, сталкиваются с теми же трудностями, что и сторонники

классической магматической гипотезы. Они не объясняют, как могли подняться раскристаллизовавшиеся на глубине интрузивы на большие расстояния (по данным В. Ф. Морковкиной, по Кавказу свыше 8 км) с сохранением первоначального строения интрузива.

С. Н. Иванов (1966) считает затруднительным объяснение тектоническими причинами выдавливания в орогенную систему таких тяжелых (удельный вес пород порядка 3,5 г/см^3 и хромитов 4 г/см^3) магм, как гипербазитовые.

Некоторые исследователи (Виноградов, 1961, 1962; Белоусов, 1966; и др.) принимают гипербазиты за тугоплавкий остаток зонной плавки вещества верхней мантии с последующей транспортировкой их в земную кору. Одной из первых на позицию «холодного» внедрения встала С. В. Москалева (1958), интерпретировавшая гипербазитовые массивы Урала как обнаженные части подкорового слоя. А. В. Пейве (1969, 1971), А. С. Перфильев (1973), К. В. Боголепов, А. Л. Яншин (1973), С. И. Зак (1974), А. А. Александров (1973) и др. рассматривают гипербазиты складчатых зон в качестве тектонических блоков океанической коры или слоев верхней мантии, выведенных раздельно или вместе с геосинклинальными образованиями в верхние участки литосферы. А. В. Пейве выявил покровный характер таких перемещений и их планетарные масштабы, другие считают, что океаническая кора обнажается в процессе рифтогенеза.

О перемещениях гипербазитов в виде пластических масс в земной коре отмечал и Ф. Н. Шахов (1928), Ю. А. Кузнецов (1964) и др. О «холодных интрузиях» гипербазитов говорил В. Н. Лодочников (1936).

Достижения в области астрономии, астронавтики и метеоритики, указывающие на более широкий, чем это считалось ранее, материальный обмен между нашей планетой и космическими телами, дали отдельным исследователям (Dietz, 1960, 1961, 1963) основание предполагать в некоторых случаях связь между гипербазитами и космогенными факторами.

Все перечисленные выше гипотезы объясняют только способы проникновения ультраосновного вещества в земную кору, не затрагивая вопросов образования этого вещества, физического состояния, механизма его внедрения и характера преобразований, а также места, времени и способа формирования связанных с гипербазитами полезных ископаемых. В решении поставленных вопросов пока нет единых мнений. Блоково-мантийная, протрузивная, рифтогенная гипотезы предопределяют значительные перемещения гипербазитов в раскристаллизованном состоянии, что влечет за собой их интенсивное тектоническое раздробление, меланжирование, расчленение на блоки и т. п. При этом элементы первично-глубинной стратификации массивов неизбежно должны быть нарушены, а слои и горизонты смещены, перевернуты, наклонены. Однако, как показывает изложенный фактический материал и данные по другим регионам, в хромитоносных гипербазитовых массивах «стратификация» носит всегда субгоризонтальный характер, в расположении слоев наблюдается строгая закономерная последовательность и целостность (общепризнанный офиолитовый комплекс). Нарушения, если они и есть, относительно небольшие, местного характера. Зональность, соблюдая общую последовательность (снизу вверх: дуниты, перидотиты, полосчатый комплекс, полосчатые габброиды, эффузивы, дайковый комплекс), формируется в каждой гипербазитовой зоне in situ самостоятельно, по общему зонально-кольцевому плану, объединяя входящие в зону гипербазитовые блоки. Сопутствующие гипербазитам габброиды располагаются сверху и в висячем боку гипербазитовых тел и как бы обволакивают их со стороны вогнутой части дугообразных гипербазитовых зон.

Таким образом, гипербазиты Кузнецкого Алатау и Салаира обладают некоторыми специфическими особенностями, объяснить которые с позиций вышеуказанных генетических моделей не представляется возможным. К ним относится, например, постоянная субмеридиональная ориентированность отдельных тел или сформированных ими дугообразных зон (см. рис. 1, 2, 4—16). Базит-гипербазитовые ассоциации слагают воронкообразной формы тела с южным склонением, отчего в плане составляющие их породы, в том числе гипербазиты, образуют дугообразные зоны. О том, что такие зоны не обязаны случайной комбинации тектонических разрывов, а являются генетически едиными и закономерными образованиями, свидетельствует их пространственное расположение. А именно, дугообразные зоны гипербазитов всегда ориентированы замкнутой стороной к югу, а открытой — к северу. Более того, главная масса дунитов и хромитов сосредоточена, как правило, в южных оконечностях массивов или в южных «замковых» частях дугообразных зон, а перидотиты, полосчатый комплекс — в северных.

Эти черты строения присущи также подавляющему большинству известных нам по литературе и личным наблюдениям гипербазитовых массивов Урала.

В Кемпирсайском, меридионально вытянутом массиве наибольшие по мощности ультраосновные породы, представленные преимущественно дунитами, располагаются в южной части, где находятся и все главные месторождения хромитов. А. С. Варлаков (1974, с. 33—34), рассматривая прогнозные критерии для этого массива, пишет: «Верхняя кромка дайкообразной Кемпирсайской интрузии только в районе главного рудного поля вскрыта эрозией и погружается на глубину в южном направлении... Рудные тела месторождения Алмаз — Жемчужина прослежены на юг вдоль сводового погружения до глубины 1200 м и не имеют тенденции к уменьшению общей мощности». На структурно-петрографической схеме Кемпирсайского массива, приведенной в работе Н. В. Павлова, Г. Г. Кравченко, И. И. Чупрыниной (1968, с. 24), видно, что дугообразную форму южной части массива наследуют дугообразные рудоносные зоны и такой же формы рудные тела (рис. 40). Из четырех массивов гор Крака южный более рудоносный (60 месторождений и рудопроявлений) и сложен относительно свежими дунит-гарцбургитовыми породами. В самом же массиве Южный Крака оруденение преобладает в его юго-западной половине (Павлов и др, 1973, с. 120).

Для всех наиболее важных в рудоносном отношении и потому наиболее изученных массивов Урала *исследователями* отмечается увеличение их мощности и рудоносности в южном направлении, где по их мнению располагаются магмоподводящие каналы.

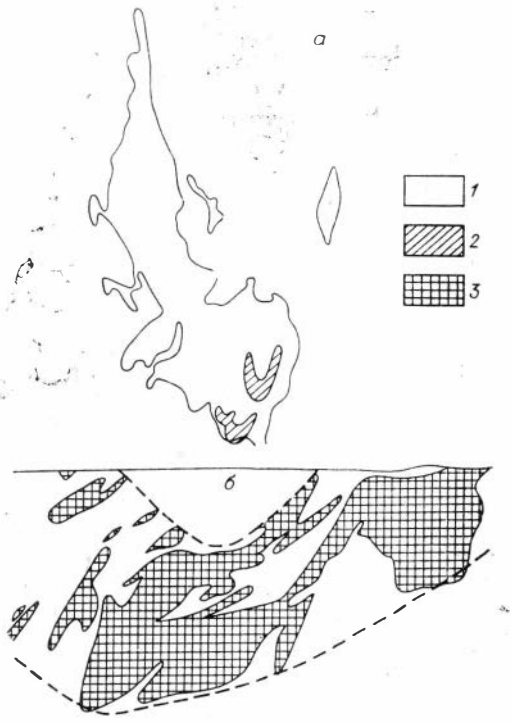


Рис. 40. Подковообразная форма Кемпирсайского гипербазитового массива, его рудных зон в плане (*а*) и рудных тел в разрезе (*б*).

1 — массив, *2* — рудные зоны, *3* — рудные тела.

По данным Н. В. Павлова, И. И. Григорьевой-Чупрыниной (1973), Ключевской ультраосновной массив имеет лакколитообразную, грушевидную в плане форму с утолщением и расширением к югу. Руды располагаются в основном в южной части. По данным П. И. Лебедева (1974, с. 78, 85), Ключевской массив, являясь южным окончанием Асбестовско-Ключевского перидотитового пояса, имеет глубину залегания ультраосновных пород (по геофизическим данным) в южной части массива, превышающую 5 км, где предполагается подводящий канал. К северу массив постепенно выклинивается; в южной части его выявлено и закартировано более 100 месторождений и рудопроявлений.

«Хабарнинский массив образует каплевидное тело, вытянутое с юга на север... Висячее крыло и замок наблюдаются в южной, более погруженной части структуры» (Перфильев, Руженцев, 1974, с. 35).

Горностаевский массив имеет узкую линейно-вытянутую форму и меридиональное простирание (Суспицин, Попович, 1972).

«Гипербазитовые массивы северной части Полярного Урала имеют лакколитообразную форму с подводящим каналом в восточной или южной частях» (Кашинцев, Кузнецов, 1970, с. 87). В массиве Рай-Из «наиболее насыщенной рудопроявлениями является южная рудная зона... Из трех рудных зон наиболее детально изучена южная рудная зона как наиболее перспективная на обнаружение крупных концентраций хромитовых руд» (Кашинцев, Кузнецов, 1970, с. 95).

«Сарановский массив представляет собой силлообразное тело, погружающееся и выполаживающееся к востоку. Вскрыта западная и южная ветвь массива с пластообразными телами хромитов» (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973).

«Войкаро-Сыньинский массив... представляет собой цепочку каплевидных раздувов, воронкообразного сечения... Раздувы ассоциируют с зонами каналов..., контакты его с рамой, на участках претерпевших послеинтрузивную тектоническую переработку, падают к его оси полого (5—40°) на западе и круто (60—80°) на востоке. Внутренняя воронкообразная структура раздувов, субпараллельная контактам, подчеркивается первичной ориентировкой ортопироксена гарцбургитов и субконцентрическим расположением эшелонированных валов или цепочек дайкообразных тел дунитов. Склонение жерловин воронок крутое северо-восточное. Общее положение и форма Войкаро-Сыньинского массива указывают на его автохтонность» (Савельев, Савельева, 1974, с. 101, 102). Мы привели несколько более подробную характеристику этого массива в связи с тем, что по форме, строению и составу он весьма близок к массиву гор Чемодан, Становой Хребет Кузнецкого Алатау.

Из приведенных примеров видно, что главные массы дунитов и хромитов тяготеют к южным, наиболее погруженным частям массивов. Это не означает, что дунит-хромитовые скопления не могут проявляться в других участках массивов. Как уже писалось в гл. III, они постоянно образуются в зонах перехода перидотитов в полосчатый комплекс и последнего в габброиды, но масштабы таких образований относительно главных «южных масс» невелики. Примеры приуроченности хромитового оруденения к контакту гипербазитов и габброидов можно видеть по описанию Н. В. Павлова, И. И. Григорьевой-Чупрыниной (1973) на Кубе, а субпластового эшелонированного расположения оруденения — у В. Петрашека (Petraschek, 1957), характеризующего месторождения Болгарии.

Отмеченным особенностям не уделялось должного внимания из-за традиционного подхода к гипербазитам как интрузивам. Также трудно понять эти особенности, если рассматривать их с позиций метасо-

матического генезиса пород и руд гипербазитов. Вряд ли сам по себе метасоматический способ может привести к закономерно избирательной концентрации таких громадных масс дунитов и хромитов, как, например, в Кемпирсайском массиве, хотя и те и другие несут явные следы метаморфизма.

Обособленные крупные дунит-хромитовые массы обычно трактовались как магмоподводящие каналы. Но магматическая кристаллизация ультраосновного расплава в коровых условиях по вышеупомянутым фактам отрицается, а перемещенный пластинообразный (чешуеобразный, блоковый) характер протрузий не допускает возможности сохранения магмоподводящих каналов. С позиций магматического и протрузивного генезиса не объяснимы не только существование уходящих вглубь узких магмоподводящих каналов, но и закономерная их приуроченность к южному эндоконтакту массивов. К логическому объяснению отмеченных особенностей строения и состава гипербазитовых массивов ближе всего стоит гипотеза, рассматривающая гипербазиты в качестве перемещенных стратифицированных слоев верхней мантии и земной коры, находящихся в основании палеозойской эвгеосинклинали (Дергунов, Ефимов и др., 1974; Москалева, 1974 и др.) и выведенных на поверхность в процессе глобальных покровных перемещений (А. В. Пейве и др.) или раздвижения океанического дна при его прогибании в процессе заложения и формирования эвгеосинклиналей. Обособление дунит-хромитовых масс, как полагают названные исследователи, могло происходить в мантийных условиях.

Отмеченные гипотезы «холодного» внедрения гипербазитов, логично объясняющие глубинный характер стратификации гипербазитов, так же как магматическая, не вскрывают причин постоянной меридиональной ориентированности пластин, чешуй, вытянутых грушевидных, каплевидных блоков, закономерной концентрации наиболее тяжелых главных масс дунитов и хромитов в южных, более погруженных по сравнению с северными, частях массивов, дугообразного строения гипербазитовых зон, сопровождающихся брекчиями взрывного типа. Если эти особенности, отчетливо наблюдающиеся в Кузнецком Алатау, на Салаире и на Урале, окажутся глобальными, то для объяснения их причин допустимо также предположение о влиянии других, возможно, космогенных факторов. (Dietz, 1960, 1961, 1963, 1964; Bishop, 1962; Масайтис, 1975).

Наряду с отмеченными особенностями мы располагаем также данными о небольшой глубине распространения гипербазитовых массивов от современного эрозионного среза.

Контакты гипербазитовых массивов Кузнецкого Алатау и Салаира, хорошо картируемые по рельефу, по данным геофизики и бурения падают под массивы. В верхней части они крутые, но затем резко выполаживаются. В разрезе массивы имеют субпластовую, лополито-, воронкообразную и линзовидную формы. Вертикальная мощность ультраосновных пород (по данным Ю. Н. Бостоногова, В. Е. Бескончина, Ф. И. Рубаха и др.) наиболее крупного и изученного массива гор Чемодан, Становой Хребет составляет порядка 1000 м. По мнению других авторов, нижняя граница ультраосновных пород массивов Кузнецкого Алатау может опускаться до 2—4 км.

Имеющиеся в литературе данные показывают, что глубины распространения гипербазитов на Урале по ориентировочным определениям разных авторов не превышают 10 км, а по данным геофизических исследований равны 5 км при площадях массивов в 1000 км^2 и более.

Приводим результаты по некоторым массивам.

Кемпирсайский, площадь 900 км², мощность 0,25—1,5 км на севере, до 3,5—4 км на юге (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973, с. 132);

Крака, площадь 2000 км², глубина 4—5 км (Москалева, 1974, с. 46);

Ишкинский, Байгускаровский, площадь 100 км², мощность до 2,5 км (Москалева, 1974, с. 81);

Ключевской, мощность 1,5—4,5 км (Москалева, 1974, с. 97);

Шевченковский, площадь 700 км², мощность 0,8 км (Москалева, 1974, с. 103);

Хабарнинский, площадь 400 км², содержит в центре «конусовидный блок, сужающийся книзу и имеющий, по-видимому, не очень значительную мощность... Значение силы тяжести над Хабарнинским массивом невелико. При сравнительно неполной серпентинизации пород это может быть обусловлено только крайне незначительной мощностью тела (Москалева, 1974, с. 78);

Халиловский, площадь 400 км², «мощность дунитовых образований, особенно в южной части массива, все же больше, чем в Хабарнинском... Картирование, проведенное И. И. Никитиным и другими, показало, что массив разбит на отдельные блоки, каждый из которых имеет свою специфику строения.... Южный блок, к которому приурочена главная масса хромитовых рудопроявлений», будинирован в меридиональном направлении, в нем наблюдаются смещения до 100 м (Москалева, 1974, с. 80—81);

Массивы всего Среднего и Южного Урала имеют воронкообразные формы, мощность до 5 км (Таврин, 1968);

В массивах Урала по условиям серпентинизации дуниты лежат на глубинах 2,8—6,2 км, гарцбургиты — 1—4 км (Малахов, 1973);

Войкаро-Сыньинский, мощность от 1—2 км на севере до 10 км в «приканальных зонах» (Савельев, Савельева, 1974, с. 101);

Рай-Из и другие массивы Полярного Урала, мощность до 6 км (Кашинцев и др., с. 87).

Как видно из приведенных цифр, мощности массивов по сравнению с их площадями несоизмеримо малы и составляют величины порядка 1:450 (Кемпирсайский массив), 1:700 (Шевченковский массив).

О. В. Беллавин, И. Ф. Таврин, характеризуя размещение в земной коре Урала гранитных и гипербазитовых массивов, отмечают, что глубины залегания гипербазитов не превышают 10 км. «Основная по количеству масса пород, слагающих массивы Урала, сосредоточена в самой верхней части коры, до глубины 5—6 км..., а многие массивы — до глубины 3—4 км при громадной протяженности пояса. Алапаевский массив занимает большую площадь, однако вертикальные размеры его по расчетам всего 2—3 км небольшие вертикальные размеры имеет также и Баженовский массив» (Беллавин, Таврин, 1974, с. 80—82). К аналогичным выводам, пишут указанные авторы, пришли геологи Казахстана (Колмогоров, 1969), Америки (Hamilton, Mayers, 1967), Африки (Deborach, 1968), Англии (Bott, Scott, 1967). «Таким образом, отмеченная закономерность справедлива не только для Урала, но и в планетарном масштабе» (Беллавин, Таврин, 1974, с. 80).

Они отмечают также, что гипербазиты и граниты связаны с одними и теми же разломами, сходны морфологически, что говорит об общих тектонических условиях их формирования. Не затрагивая вопроса о генезисе гипербазитов, эти авторы приводят новую гипотезу Ж. А. Шубера (1971), объясняющую генезис гранитов космическими явлениями. Учитывая наблюдающиеся в геологии подобие формы и размеров геологических тел в плане и разрезе, они приходят к выводу, что «интрузивные ультраосновные массивы вряд ли можно искать где-нибудь в глубинах мантии, так как на поверхности Земли участки развития преимущественно гранитного и ультраосновного магматизма разделяются иногда расстоянием всего в несколько десятков километров и даже менее» (Беллавин, Таврин, 1974, с. 82).

Так же, как и более ранние материалы (Таврин, 1968, с. 80), результаты геофизических исследований последних лет приводят О. В. Беллавина и И. Ф. Таврина к выводу о том, что «...значительная группа гипербазитовых массивов имеет воронкообразную форму лишь в продольном сечении, тогда как в поперечных разрезах они представляют крутопадающие, пластообразные тела» (Беллавин, Таврин, 1974).

В последнее десятилетие с появлением гипотезы «холодного» внедрения гипербазитов, геологи обратили внимание на их особое тектоническое положение и интенсивный динамометаморфизм. Вторжение гипербазитовых массивов сопровождается разрушением окружающих пород и самих массивов гипербазитов, вплоть до кливажирования, тонкого раздробления пород и даже руд, заключенных глубоко в недрах массивов. Около массивов и внутри их образуется ныне широко известный «меланж» и брекчии взрыва. «Меланж», ранее неизвестный, в настоящее время является предметом обсуждений, а данные кортирования говорят о его широком в районе гипербазитовых массивов распространении (А. В. Пейве, А. Б. Дергунов, И. И. Поспелов, С. В. Руженцев, А. С.Перфильев, А. Ф. Михайлов, К. В. Радугин, И. М. Волохов, Н. А. Прусевич, Г. М. Гапеева, С. Г. Самыгин, А. А. Александров и многие другие).

Широко развит «меланж» в районе гор Зеленой, Северной, Заячьей, Бархатной. В местах сочленения одноименных с горами массивов, образующих полукольцо (120 км по периметру), наблюдаются мощные зоны «меланжа» протяженностью до 10 км. Они состоят из милонита, содержащего «ядра» скорлуповатого строения ультраосновных и вмещающих пород. В зоне между Северным и Заячьим массивами наряду с крупными блоками относительно свежих дунитов, перидотитов, различных габброидов и эффузивов содержатся метаморфизованные и раздробленные породы, такие как серпентиниты, листвениты, талькиты, линзы пирит-пирротиновых сыпучек, а также метаморфические и карбонатно-кремнистые сланцы.

Детальное изучение брекчий, сопровождающих гипербазитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира, а также Горного Алтая и Чарского пояса в Восточном Казахстане (см. гл. II), привели авторов к выводу о закономерном проявлении и своеобразии этих пород. Брекчии существенно ультраосновного состава несут следы интенсивных тектонических воздействий и взрывных эффектов. Включения в брекчиях изогнуты, сплоены, сгофрированы, изотропизированы. Встречаются оплавленные обломки кварца, звездчатые агрегаты раздробления. От тел брекчий * во вмещающие породы отходит радиальная система трещин. Вмещающие породы также разрушены, сплоены, рассланцованы (см. рис. 23—25), содержат коленчатые жилы, гнезда родингитов, жадеит-диопсид-роговообманковых, альбит-эпидотовых, везувиановых, сколецитовых, нефритовых жил.

* Их химический состав с повышенным содержанием K и Na приводится в табл. 6.

В шлихах из протолочек брекчий содержатся муассонит, пироп, сульфиды, шпинель. Масштабы явлений разрушения, присутствие высокобарических минералов и ультраосновных брекчий взрыва согласуются с указаниями некоторых исследователей на высокие нагрузки, сопровождающие внедрение гипербазитовых массивов (Ваганов, Кузнецов, 1974; Михалева, и др., 1974; Лучицкий и др. 1967; Павлов и др., 1968; Москалева, 1974). Брекчии взрыва сопоставлены с импактитами, а «меланж» — с автохтонными и аллогенными брекчиями, описанными В. Л. Масайтисом (1975) и другими исследователями.

В заключение отметим, что постоянная ассоциация гипербазитов с габброидами и эффузивами в виде вертикально-зонального комплекса, в расположении членов которого наблюдается определенная последовательность, одинаковая для многих регионов, приуроченность дунит-хромитовых масс к южным, более погруженным частям массивов и другие особенности могут быть объяснены только глобальными причинами. Причины этих глобальных закономерностей исследователи логично связывают с планетарными явлениями — подкоровыми процессами, рифтогенезом, покровными шарьяжными перемещениями и др. Однако ни одна из многочисленных гипотез не дает удовлетворительного объяснения всем особенностям состава и строения гипербазитовых массивов, несмотря на то, что сторонники этих гипотез прибегают к различного рода допущениям: о составе вещества верхней мантии Земли, о зонной плавке субстрата мантии для многофазовых систем, о существовании воды в ультраосновном расплаве, снижающей температуру его плавления, об источниках агентов серпентинизации ультраосновных пород, о тектонических способах перемещения твердых блоков гипербазитов в недрах верхней мантии и механизме их вторжения в сиалическую оболочку Земли и др.

Рассматривая современное состояние проблемы генезиса гипербазитов, Г. В. Пинус (1973, с. 5) пишет, «...что решение кардинальных вопросов многогранной проблемы генезиса гипербазитов пока еще не вышло из стадии различных, зачастую взаимно исключающих друг друга гипотез и предложений. Мы еще далеки от создания теории, которая могла бы удовлетворительно объяснить все разнообразие фактов, с которыми приходится иметь дело исследователю при изучении гипербазитов».

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л. В., Чепуров А. И., Лаврентьев Ю. Г., Покачалова О. С. Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 6(174), с. 49—61.

Азизбеков Ш. А., Шихалибейли Э. Ш., Пашалы Н. В. Перидотитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан).— «Изв. АН АзССР. Серия геол.», 1950, № 4, с. 56—69.

Аксенова В. Д., Довгаль Ю. М., Стерлигова В. Е. Никелево-хромовая минерализация Алучинского гипербазитового массива.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 2, с. 23—33.

Александров А. А. Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай (Корякское нагорье).— «Геотектоника», 1973, № 4, с. 84—93.

Андреев Ю. К. Роль биметасоматических явлений в змеевиках при кристаллизации щелочных амфиболов.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, «Уральский рабочий», 1963, с. 353—357. (Тр. Первого Уральского петрограф. совещ., т. I).

Артамонова В. А. Роль вмещающих толщ и процессов метаморфизма в формировании габброидных комплексов.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, «Уральский рабочий», 1963, с. 421—431. (Тр. Первого Уральского петрограф. совещ., т. 1).

Арутюнян Г. С. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям.— «Изв. АН АрмССР, Серия Науки о Земле», 1968, т. XXI, № 5, с. 18—24.

Базилевский А. Т. Эксперименты в системах, состоящих из оливина, энстатита и хромшпинелида.— «Геол. рудных месторождений», 1968, № 6, с. 101—105.

Байраков В. В., Хмара А. Я. Некоторые особенности петрографии и минералогии метаультрабазитов Западного Приазовья.— В кн.: Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Т. 12, ч. 2. М., «Недра», 1973, с. 18—23.

Бакиров А. Г. О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского гипербазитового массива.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, «Уральский рабочий», 1963, с. 325—331. (Тр. Первого Уральского петрограф. совещ., т. 1).

Бакиров А. Г. О некоторых закономерностях локализации хромитовых месторождений. Томск, Изд-во ТГУ, 1964, с. 100—103. (Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым. Зап. Сибири и Красноярского края).

Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое.— «Геотектоника», 1969, № 3, 4, с. 17—30.

Беллавин О. В., Таврин И. Ф. Размещение в земной коре Урала гранитных и гипербазитовых массивов.— В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., «Наука», 1974, с. 79—84.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.

Бетехтин А. Г. Платина. М., Изд-во АН СССР, 1935. 148 с.

Бетехтин А. Г., Кашин С. А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале. Хромиты СССР. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1937, с. 157—249.

Бетехтин А. Г. Общая характеристика гидротермальных месторождений на Урале.— В кн.: Минералогия Урала. Т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1954.

Бобриевич А. П., Колюжный В. А., Смирнов Г. И. Муассонит в кимберлитах Восточно-Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1957, т. 115, № 6, с. 1189—1192.

Богацкий В. В. Об особенностях размещения металлогении щелочно-основных интрузий Западной части Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 3, с. 46—54.

Богидаева М. В., Матвеенко В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР.) Магадан, 1960, 72 с. (Тр. ВНИИ — 1.)

Боголепов К. В., Яншин А. Л. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 8, с. 12—24.

Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.

Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO — SiO_2 — H_2O$.— В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950.

Ваганов В. И., Кузнецов И. Е. Взаимоотношения между ультрабазитами дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой ассоциаций в свете экспериментальных данных. Свердловск, «Полиграфист», 1974, с. 15—16. (Тез. докл. Третьего Уральского петрограф. совещ., т. II).

Варлаков А. С. О диагностическом и генетическом значении морфологических особенностей акцессорных хромшпинелидов. Свердловск, Изд. Горного ин-та, с. 112—115. (Тр. Свердловского горн. ин-та, вып. 57).

Варлаков А. С. Штубахиты — особый тип дунитов в альпинотипных гарцбургитовых массивах.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973, № 10, с. 37—47.

Варлаков А. С. Генетические особенности хромитового оруденения и прогнозные критерии.— В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М., ВИМС, 1974, с. 48—56.

Велинский В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 10—21.

Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение 1.— «Геохимия», 1961, № 1, с. 3—30.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— «Вест. АН СССР», 1962, № 9, с. 16—29.

Виноградская Г. М. О генезисе некоторых оливиновых пород. «Докл. АН СССР», 1952, т. 87, № 5, с. 841—843.

Виноградская Г. М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале.— «Докл. АН СССР», 1954, т. 97, № 5, с. 899—902.

Виноградская Г. М. Сланцеватый полосчатый дунито-перидотит. «Зап. Всес. минералог. об-ва. Серия II», 1956, ч. 85, вып. 2, с. 232—235.

Виноградская Г. М. О генезисе полосчатых дунито-перидотитов западной полосы гипербазитов Урала.— «Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия». Вып. 21. Петрограф. сб. 2). Л., ВСЕГЕИ, 1957, с. 66—80.

Витовская И. В., Берхин С. И. Серпентин, керолит и нонтронит в коре выветривания Липовского ультраосновного массива.— В кн.: Кора выветривания, № 9. М., «Наука», 1965, с. 3—23.

Волохов И. М. Гипербазитовые брекчии Центральной Тувы.— «Труды ГГИ ЗС ФАН СССР, вып. 17». Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1956, с. 30—45.

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогосский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1963. 97 с.

Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1962. 319 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 65).

Гапеева Г. М. К вопросу о генезисе лампрофиров и их положение в генетической классификации горных пород.— «Зап. Всес. минералог. об-ва», 1960, ч. 89, вып. 5, с. 542—554.

Гапеева Г. М. Кимберлитоподобные пикриты г. Лесозаводска.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 4, с. 53—63.

Гапеева Г. М., Вербицкая Н. П. Эруптивная гипербазитовая брекчия Южного Урала.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 122, № 2, с. 281—283.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. М., Изд-во АН СССР, 1946, 1947 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 80, 81).

Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов.— «Зап. Всес. минералог. об-ва», 2 серия, 1956, ч. 85, вып. 2, с. 147—170.

Гурулев С. А., Шагжиев К. Ш. Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., «Наука», 1973, с. 234—244.

Данилов М. А., Мальков Б. А. Трубки взрыва Онежского полуострова.— В кн.: Геол. и полезн. ископ. Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1973, с. 125—130.

Дергунов А. Б., Ефимов А. А., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Савельева Г. Н., Савельев А. А. Основные черты строения и структурное положение габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геол. истории Урала. Свердловск, «Полиграфист», 1974, с. 10—13. (Тез. докл. Третьего Уральского петрограф. совещ., т. II).

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир». Т. 1, 3, 1965, 1966. 371 с.

Дитц Р. С. Океанические впадины, обусловленные падением астероидов (Новая гипотеза).— В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., «Прогресс», 1964, с. 186—194.

Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, альбититов и жадеитов хр. Борус (Зап. Саян).— В кн.: Матер. по генетич. и эксперимент. минералогии, Новосибирск. Изд. ИГиГ. 1963, т. I, с. 242—316. (Тр. ИГиГ, вып. 15).

Добрецов Н. Л. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре.— В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964, с. 137—150 (МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16).

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, 430 с.

Долгов Ю. А. Геологическая интерпретация температур и давлений при минералообразовании.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Новосибирск, «Наука», 1965а, с. 72—80.

Долгов Ю. А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов и рудоотложении.— «Геол. и геофиз.», 1965б, № 8, с. 3—16.

Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. М., ОНТИ, 1936.

Еремеев В. П. О гипербазитах Тувы и связанных с ними габброидных породах.— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., «Наука», 1965, с. 101—111.

Ефимов А. А. Проблема мирового дунита.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. (МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов). М., «Наука», 1968, с. 169—178.

Ефимов А. А. О роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации.— В кн.: Проблемы петрологии и гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, Изд. ИГиГ, 1973, с. 14—29. (Тр. Первого Всес. симпозиума).

Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. М., «Недра», 1967, 336 с.

Ефимов А. А., Ефимова Л. П. О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива.— «Сов. геология», 1974, № 5, с. 55—66.

Ефимов А. А., Иванова Л. Н. О некоторых метасоматических явлениях, сопровождающих образование пироксенитовых жил в дунитах.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 148, № 2, с. 427—430.

Ефремов И. Ф. Периодические коллоидные структуры. Л., «Химия», 1971. 192 с.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961. 479 с.

Зак С. И. Нижнепротерозойская гипербазитовая формация Кольского полуострова.— В кн.: Проблемы докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1974, с. 69—81.

Захаров А. А., Захарова А. А. О характере внедрения гипербазитов в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория. Свердловск, «Полиграфист», 1974, с. 24—26. (Тез. докл. Третьего Уральского петрограф. совещ., т. II).

Золоев К. К., Судиловский Г. Н. Количественное изменение вещества при серпентинизации перидотитов.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 5, с. 1182—1185.

Зуев П. П. Кемберлитоподобные породы Центрально-Алданского района.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 5, с. 40—48.

Иванов С. Н. К проблеме происхождения ультрабазитов Урала. Свердловск, «Уральский рабочий», 1966, с. 9—10. (Тез. докл. Второго Уральского петрограф. совещ. т. II).

Иванчук П. И. Гидровулканизм и формирование залежей углеводородов. Автореф. докт. дис. Л, 1970, 63 с.

Ильинская М. Н., Коптева В. В., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В. Геологическое строение центральной части Сакмарской зоны Урала.— «Сов. геология», 1972, № 7, с. 56—67.

Казанцева Т. Т. Геологическое строение северной части Залаирского синклинория Южного Урала в связи с перспективами нефтегазоносности. Автореф. канд. дис., М., 1970.

Казьмин В. Г. К проблеме «Альпийского меланжа»,— «Геотектоника», 1971, № 2, с. 19—28.

Кайгородцев Г. Г. Брекчии серпентинитов на западном берегу северной Камчатки. Магадан, 1954. (Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 8).

Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Структурное положение офиолитовых комплексов Урала и других складчатых областей.— В кн.: «Тектоника и магнетизм Южного Урала. М., «Наука», 1974, с. 53—59.

Карпинский Л. М. Месторождения никелевых руд на Урале.— «Горный журнал», 1891, № 4.

Карпинский А. П. О вероятности происхождения коренных месторождений платины Уральского типа.— «Изв. АН СССР», 1926, VI серия, Т. XX, № 1—2, с. 133—158, 159—170.

Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е. Некоторые аспекты генезиса ультрабазитов Урала (на примере массива Рай-Из). М., Изд-во МГУ, 1970. (Тез. докл. Пятой научн. геол. конференции). 341 с.

Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Рудник Г. Б. Закономерности локализации и прогнозная оценка хромитовых руд в гипербазитовых массивах северной части Полярного Урала.— В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М., ВИМС, 1974, с. 86—100.

Кириенко Н. И. Подвижность элементов и их баланс в корах выветривания ультраосновных пород (на примере Шевченковского Малого и Большого Аккаргинского и Джетыгаранского массивов.— В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана, вып. 1. Алма-Ата, 1972, с. 151—163.

Классен-Неклюдова М. В. Механическое двойникование кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1960а, 261 с.

Классен-Неклюдова М. В. Иррациональные двойники оливина и энстатита, возникающие при хрупком разрушении.— В кн.: Некоторые вопросы физики пластичности кристаллов. Физ.-мат. науки, сб. 3, М., Изд-во АН СССР, 1960б, 211 с.

Книппер А. Л. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1965, т. 40, № 2, с. 46—58.

Книппер А. Л. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпинотипных перидотитов в верхней части земной коры.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968, с. 21—25 (МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов).

Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— «Геотектоника», 1970, № 2, с. 112—120.

Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— «Геотектоника», 1971, № 6, с. 87—100.

Колмогоров Ю. А. Изучение морфологии гранитоидных массивов Казахстана комплексом геолого-геофизических методов. Информационное сообщ. Мин. геологии. Каз. СССР, вып. 20. Алма-Ата, 1969.

Коляда А. А., Полунин В. Н. Хромитоносность Маметчинского гипербазитового массива.— В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока, М., ВИМС, 1974, с. 186—190.

Коновалова О. Г. Новые данные о перспективах развития сырьевой базы асбестовой, магнезиальной и тальковой промышленности Сибири.— В кн.: Важнейшие минеральносырьевые базы Сибири и пути эффективного их использования. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 233—255.

Коновалова О. Г. Геолого-тектоническая позиция и структурно-морфологические особенности дунит-гарбургитовых массивов Кузнецкого Алатау.— В кн.: Новые данные

по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд. СНИИГГиМС, 1968. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 70), с. 119—121.

Коновалова О. Г. О кольцевых вулкано-плутонических структурах Кузнецкого Алатау и связанных с ними новом типе ультраосновного магматизма в сравнении с аналогичными образованиями Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, «Уральский рабочий», 1969, с. 267—274 (Тр. Второго Уральского петрограф. совещ.).

Коновалова О. Г. Особенности формирования и метасоматические преобразования ультрабазитов и хромитовых руд Кузнецкого Алатау.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 305—309.

Коновалова О. Г. Особенности хромитового оруденения Кузнецкого Алатау и Салаира.— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд. СНИИГГиМС, 1971, с. 175—178. (Тр. СНИИГГиМС).

Коновалова О. Г. Месторождения асбеста западной части Алтае-Саянской области.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., «Наука», 1973, с. 93—99.

Коновалова О. Г. К оценке перспектив и методике поисков хромитовых месторождений.— «Разведка и охрана недр», 1975, с. 9—14.

Коновалова О. Г., Прусевич Н. А. О некоторых закономерностях локализации хромитовых месторождений Кузнецкого Алатау и формах их генетической связи с гипербазитами.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., ВАГГ, 1971, с. 220—221.

Коржинский Д. С. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов.— «Геол. рудных месторождений», 1966, т. VIII, № 2, с. 16—20.

Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., «Наука», 1973. 288 с.

Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). Т. I. Нижнепалеозойские интрузивные комплексы. Томск, Изд-во ТГУ, 1967. 225 с.

Коттрелл А. Х. Дислокации и пластическое течение в кристаллах. М., Металлургиздат, 1958. 267 с.

Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1969. 216 с.

Кропачев С. М. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала.— «Вестн. МГУ. Серия геол.», 1970, № 1, с. 50—65.

Крюков А. В. Геология Конгаровской трубки взрыва в Северо-Минусинской впадине. Новосибирск, Изд. СНИИГГиМС, 1964а, с. 190—302. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 35).

Крюков А. В. Строение и состав трубки Бараджульской в Северо-Минусинской впадине.— В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, Изд. КО СНИИГГиМС, 1964б, с. 175—191.

Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезное ископаемое Тайдоно-Терсинского района Западного склона Кузнецкого Алатау. Томск, Изд. Зап.-Сиб. геолуправления, 1940, 102 с. (Материалы по геологии Западной Сибири, № 10/52).

Кузнецов В. А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы.— «Докл. АН СССР», 1948, т. X, № 2.

Кузнецова Е. А. Реакционный принцип и его значение для образования горных пород.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 332—344. (Труды Первого Всес. петрограф. совещ.).

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Лапаев Г. П., Тимченко В. А., Стрельцов В. Л., Чибисов Н. П. Особенности гипергенной миграции некоторых элементов в ландшафте кимберлитовой трубки.— В кн.: Новости геологии Якутии, вып. 3. Якутск, 1973, с. 131—135.

Лебедев В. И. Новые представления о кристаллическом веществе.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969.

Лебедев П. Н. Два типа дунитов в Ключевском ультраосновном массиве и связь их с хромитоносностью.— В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М., ВИМС, 1974, с. 77—85.

Леснов Ф. П., Якимов Л. И. Первая находка регенерированных оливиновых пород в Северном Прибайкалье.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 11.

Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, изд. ИГиГ, 1973, с. 44—56.

Лодочников В. Н. Серпентипы и серпентиниты ильчирские и другие петрологические вопросы, с ними связанные. Л., ОНТИ, 1936, 817 с. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 38).

Лучицкий И. В. О молодых базальтах Минусинского межгорного прогиба.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957, № 10.

Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. М., «Наука», 1967. 74 с.

Маегов В. И. Роль деформации в формировании габброидов и гипербазитов Хабарнинского массива. Свердловск, «Полиграфист», 1974, с. 21—22. (Тез. докл. Третьего Уральского петрограф. совещ., т. II).

Магадеев Б. Д. Геологическая позиция, состав и возраст ультрабазитовых массивов Вознесенско-Присакмарской зоны.— В кн.: Тез. докл. Третьего Уральского петрограф. совещ. т. II, Свердловск, «Полиграфиздат», 1974, с. 28—29.

Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, Изд. УФАН, 1966. 234 с. (Тр. Ин-та геологии УФАН СССР, вып. 79).

Малахов И. А. О термодинамических условиях серпентинизации. Свердловск, изд. УНЦ АН СССР.— В кн.: Тр. Ин-та геол. и геохим. Уральского научного центра, 1973, вып. 100, с. 38—52.

Маркина М. Г. О типах основных и ультраосновных интрузий Горной Шории. М., ВИМС, 1949. (Тр. ВИМС, вып. 2).

Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка).— «Геотектоника», 1972, № 4.

Марков В. К. Превращения в метасиликате магния при высоких давлениях и температурах.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 7, с. 38—50.

Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. Ф. Попигайский метеоритный кратер. М., «Наука», 1975. 124 с.

Меренков Б. Я. Метаморфизм ультраосновных пород и закономерности образования в них месторождений нерудных ископаемых.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 552—554.

Меренков Б. Я., Толстихина К. И., Шумихина И. В. Дегидратация хризотил-асбеста, серпофита. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 54—67. (Тр. ИГЕМ, вып. 31).

Михайлова А. Ф. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами. Магадан, 1955, с. 28—40. (Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 9).

Михайлова А. Ф. Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации северной части Корякско-Камчатской складчатой области.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 409—412. (Тр. Второго петрограф. совещ.).

Михайлова А. Ф. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа. Л., ВСЕГЕИ, 1962, с. 111—132. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 73. Петрограф. сб., № 4).

Михалева Л. А., Дергачева Т. Н., Зеркалова М. И., Непеина Л. А. Включения ультраосновных пород в щелочных базальтоидах Восточного Забайкалья.— В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 30—50.

Молчанов В. И. Опыты по синтезу углеводородов при тонком измельчении.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 5, с. 1185—1187.

Молчанов В. И. Механохимические явления при сверхтонком измельчении. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1971.

Монич В. К. Докембрийский офиолитовый пояс Кузнецкого Алатау.— «Докл. АН СССР», 1941, т. XXX, № 2, с. 155—158.

Морковкина В. Ф. Об особенностях метаморфогенного габбро (на примере Полярного Урала).— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 399—402. (Тр. Второго Всес. петрограф. совещ.).

Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— В кн.: Основные породы и проблемы их генезиса. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 130—224. (Тр. ИГЕМ, вып. 77).

Морковкина В .Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967. 280 с. (Тр. ИГЕМ).

Морковкина В. Ф. Находки реликтов «субсерпентина» в альпинотипных гипербазитах и его петрогенетическое значение.— «Сов. геология», 1971, № 9, с. 30—44.

Морковкина В. Ф. Жадеиториты и оливиниты в гипербазитах Полярного Урала.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., «Наука», 1973, с. 144—153.

Морковкина В .Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. М., «Наука», 1974. 144 с.

Москалева С. В. О генезисе некоторых гипербазитов Урала.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 132, № 1, с. 148—152.

Москалева С.В. О метасоматических габбровых породах Баранчинского массива на Урале.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 7, с. 81—87.

Москалева С. В. Роль метасоматоза в образовании некоторых пород габброидного и гипербазитового состава на Урале. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 240—249. (МГК, XXI сессия. Проблема 13, Докл. сов. геологов).

Москалева С. В. Проблема верхней мантии и генезис гипербазитов.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 156, № 5, с. 1083—1086.

Москалева С. В. Химизм метасоматических превращений в дунито-пироксенит-габбровой формации Урала.— «Сов. геология», 1965, № 5, с. 38—56.

Москалева С. В. Роль метасоматоза в формировании гипербазитов складчатых областей.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, изд. ИГиГ, 1973, с. 57—74. (Тр. I Всес. симпозиума).

Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., «Недра», 1974, 279 с.

Моссаковский А. А. К тектонике Кузнецкого Алатау.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1961, № 12, с. 30—36.

Наливкин Д. В. О геологическом строении Айдырлинского никелевого месторождения.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1943, № 6.

Никитин В. В. Геологическое исследование центральной группы дач Верхнеисетских заводов. М., 1907. (Тр. Геолкома, вып. 12).

Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1968. 200 с.

Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М., «Наука», 1973. 198 с.

Паланджян С. А. Обнаружение эруптивной брекчии ультраосновного состава в полосе развития гипербазитов Севанского хребта.— «Изв. АН АрмССР. Серия Науки о Земле», 1973, т. 26, № 5, с. 82—84.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— «Геотектоника», 1969, № 4.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— «Докл. АН СССР», 1971а, т. 196, № 3.

Пейве А. В., Штрейс А. С., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971б, с. 9—24.

Перфильев А. С. Структурная эволюция габбро-гипербазитового комплекса складчатых поясов.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, изд. ИГиГ, 1973, с. 30—43. (Тр. Первого всес. симпозиума).

Пинус Г. В. О происхождении основных пород, пространственно связанных с интрузиями гипербазитов. Новосибирск, изд. ЗСФАН, 1953, с. 17—27. (Тр. Горн.-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 13).

Пинус Г. В. Современное состояние проблемы генезиса гипербазитов.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, изд. ИГиГ, 1973, с. 4—14.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. М., Изд-во АН СССР, 1955. 135 с. (Тр. Тувинской комплексной экспедиции, вып. 2).

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. О метаморфических пироксенитах Тувы.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 3, с. 39—45.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966. 210 с.

Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, 1973. 320 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 45).

Плошко В. В., Сидоренко Г. А., Князева Д. Н., Богданова Ю. А. Оливин, пироксены и плагиоклаз из гипербазитов впадины Романш Атлантического океана.— «Океанология», 1973, т. 13, № 4, с. 625—630.

Пономарев Д. В., Кириенко Н. И. Водные силикаты магния и никеля из коры выветривания Шевченковского массива.— В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана. Вып. 1. Алма-Ата, 1972.

Поспелов Г. Л. Проблемы эндогенной динамической флюидитологии.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 11, с. 9—20.

Поспелов Г. Л. Об основных структурно-энергетических уровнях возможных состояний реальных макромасс Земли.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 5, с. 3—17.

Поспелов И. И., Руженцев С. В. Офиолитовый комплекс центральной части Сакмарской зоны Южного Урала.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 1, с. 179—182.

Приходько В. С., Бехтольд А. Ф. Деформации в верхней мантии (по результатам ультраосновных включений.— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1974.

Прусевич Н. А. Ультраосновные брекчии Мартыново-Шалапского гипербазитового массива.— В кн.: Проблемы геологии и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, изд. ИГиГ, 1972, с. 89—91.

Прусевич Н. А. Ультраосновные брекчии в гипербазитовых массивах Кузнецкого Алатау.— В кн.: Исследования по геологии и геофизике Сибири. Новосибирск, изд. ИГиГ, 1975, с. 69—72.

Пунин Ю. О. К вопросу механизма перекристаллизации.— «Зап. Всес. минералог. об-ва», ч. 94, вып. 4.

Радугин К. В. О гипербазитах Красноярского края.— В кн.: Материалы по минералогии, петрограф. и полезн. ископаемым. Зап. Сибири и Красноярского края. Томск, изд. ТГУ, 1964, с. 191—209.

Разрушение. Т. 1. Под редакцией Г. Либовиц. М., «Мир», 1973. 615 с.

Ротараш И. А., Гредюшко Е. А. История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области.— «Геотектоника», 1974, № 4, с. 73—79.

Рудник Г. Б. Петрогенез ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале.— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., «Наука», 1965, с. 68—100.

Руженцев С. В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 25—40.

Савельев А. А., Савельева Г. Н. Петрология и хромитоносность гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, «Уральский рабочий», 1969, с. 134—139. (Тр. Второго Уральского петрограф. совещ., т. 2).

Савельев А. А., Савельева Г. Н., Граудинов А. Э. Хромитоносность Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива.— В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М., ВИМС, 1974, с. 101—107.

Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., «Недра», 1973. 184 с.

Семилякин Ф. П. Кимберлитоподобные породы Вуориярвы (Кольский полуостров).— «Зап. Всес. минералог. об-ва», 1968, т. 97, № 2, с. 236—240.

Скобелев Ю. Д. Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 5—28. (Материалы по геологии Западной Сибири, вып. 64).

Соболев В. С. О роли давления при минералообразовании. Львов, 1955, с. 50—63. (Минералог. сб. Львовского ун-та, № 9).

Соболев В. С. Об условиях минералообразования при ориентированном давлении. Львов, 1957, с. 410—418. (Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, № 11).

Соболев В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме.— В кн.: Гранито-гнейсы. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, с. 36—45. (МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 14.).

Соболев В. С. Влияние давления на пределы изоморфных замещений.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 160, вып. 2, с. 435—437.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974. 250 с.

Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолиздат, 1952. 239 с.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М., Изд-во АН СССР, 1948. 128 с. (Тр. ИГН АН СССР, вып. 97. Серия рудных месторождений, № 12).

Стафков Н. П. Ультраосновные породы Вишерско-Сарановского пояса.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, «Уральский рабочий», 1969, с. 56—73. (Тр. Второго Уральского петрограф. совещ, т. 2).

Сулейманов С. М., Баба-Заде В. М. Геологические условия формирования и размещения хромитового оруденения в офиолитовой формации Малого Кавказа. Баку. Азерб. гос. изд-во, 1967. 166 с.

Суспицын Н. В., Попович Ю. П. Морфология коры выветривания Горностаевского и гипербазитового пояса.— В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана. Вып. 1. Алма-Ата, 1972.

Сутурин А. Н., Глазунов О. М., Фролова Л. П., Бакалейникова Т. К. Геохимические критерии оценки хромитоносности гипербазитов Восточного Саяна.— В кн.: Ежегодник института геохимии СО АН СССР. Иркутск, изд. Иркутск. гос. ун-та, 1969, с, 45—50.

Таврин И. Ф. О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968, с. 147—152.

Тейлор Х. П., Нобл Дж. А. Происхождение ультраосновных комплексов Юго-Восточной Аляски. М., ИЛ, 1963, с. 41—80. (МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, вып. 2).

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 590 с.

Тресвятская Т. Г., Ершова М. А. О происхождении серпентинитов в районе Дегтярского колчеданного месторождения.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения. Свердловск, «Уральский рабочий», 1969, с. 39—47. (Тр. Второго Уральского петрограф. совещ., т. 2).

Трофимов А. С., Руженцев С. В. Структурная эволюция габбро-гипербазитового комплекса складчатых поясов.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, ИГиГ, 1973, с. 30—44 (Тр. 1-го Всесоюзного симпозиума).

Ульянов Д. Г. Разведка Айдырлинского месторождения никеля.— «Разведка и охрана недр», 1934, № 16. 386 с.

Усов М. А. Гипербазитовая формация Западной Сибири.— В кн.: Академику В. А. Обручеву, Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1939.

Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала.— В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., Госгеолтехиздат, 1952, с. 54—78.

Успенский Н. М. Негранитные пегматиты. М., «Недра», 1968. 334 с.

Фридель Ж. Дислокации. М., «Мир», 1967.

Хитаров Н. И., Иванов Л. А. Исследования в области критических температур водных растворов.— В кн.: Тр. Второго совещ. по экспериментальной минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1936, с. 167—176.

Чепуров А. И. Термометрическое исследование включений метасоматоза в оливинах массива Инагли (Центрально-Алданский район).— В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, изд. ИГиГ, 1974, с. 126—130.

Чернышев Н. М., Бочаров В. Л. Химические составы ультраосновных и основных изверженных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, изд. Воронежского гос. ун-та, 1972. 240 с.

Шахов Ф. Н. Материалы по геологии Таналык-Баймякского меднорудного района на Южном Урале. Томск, 1928. (Изв. Сибирского технолог. ин-та).

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 230 с.

Шпайхер Е. Д., Быков С. Г. Новые данные о хромитовом оруденении Кузнецкого Алатау.— «Вестн. Зап.-Сиб. геологического управления», 1961, № 3, с. 64—66.

Элевич В. Я., Воларович М. П. К вопросу о петрологической природе серпентинизации.— «Геохимия», 1973, № 12, с. 1801—1812.

Юдин М. И. Дуниты хребта Борус и их происхождение.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 2, с. 59—77.

Юдин М. И. Гипербазиты хр. Борус (Западный Саян) и особенности серпентинизации их.— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965, с. 197—231.

Bailey E., B., McCallien W. J. The Ankava melange and the Anatolian Thrust.— "Nature" (1), 1950, v. 166, N 4231.

Bailey E. B., McCallien W. J. Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian Thrust.— "Trans. R. Soc. Edinbourgh", 1956, Bd 42.

Bishopp D. W. Discussion an the paper. "The Uredefortring: a further consideration by Robert S. Dietz.— Author's reply.— "J. Geol.", 1962, v. 70, N 4, p. 500—504.

Beachem C. D. Trans ASM, 1963, v. 56, N 318.

Bott M. H. P., Scoft B. Gravity investigations of subsur Shape and massdistributions of granite batholiths.— "Bull. Geol. Soc. America", 1967, v. 78, N 7.

Cadisch J. Der Bau der Schweizeralpen. Zürich, 1953.

Deborach A. E. A gravity interpretation of the Lirnei Jounger Granite Ring Complex of Northern Nigeria.— "Geol. Mag.", 1969, v. 105, N 3.

Dietz R. S. Uredefort ring structure: an astrobleme (meteorite impact structure).— "Bull. Geol. Soc. America", 1960, v. 71, N 12, part 2, p. 2093.

Dietz R. S. Uredefort ring structure: meteorite impact scar?— "J. Geol.", 1961, v. 69, N 5, p. 499—516.

Diets R. S. Uredefort Ring-Buschveld complex impact event and lunar maria.— "Geol. Soc. America Spec. Paper", 1963, N 73, p. 35.

Dietz R. S. Sudbury structure as am Astrobleme.— "J. Geol.", 1964, v. 72, N 4, p. 412—434.

Gansser A. Ausseralpine Ophiolithprobleme.— "Eclogae geol. helv.", 1960, v. 52, N 2.

Green D. H. Ultramafic breccias from the Musa Valley, Eastern Papua.— "Geol. Mag.", 1961, v. 98, N 1.

Hamilton W., Mayers W. B. The nature of batholiths. U. S. Washington, 1967.

Hess H. H. Serpentines, orogeny and epiorogeny.— "Spec. Pap. geol. Soc. Am.", 1955, v. 62, N 391.

Hsü K. J. Principles of Melanges and their Bearing on the Franciscan-Knoxcille Paradox.— "Bull. Geol. Soc. America", 1968, v. 79, N 8.

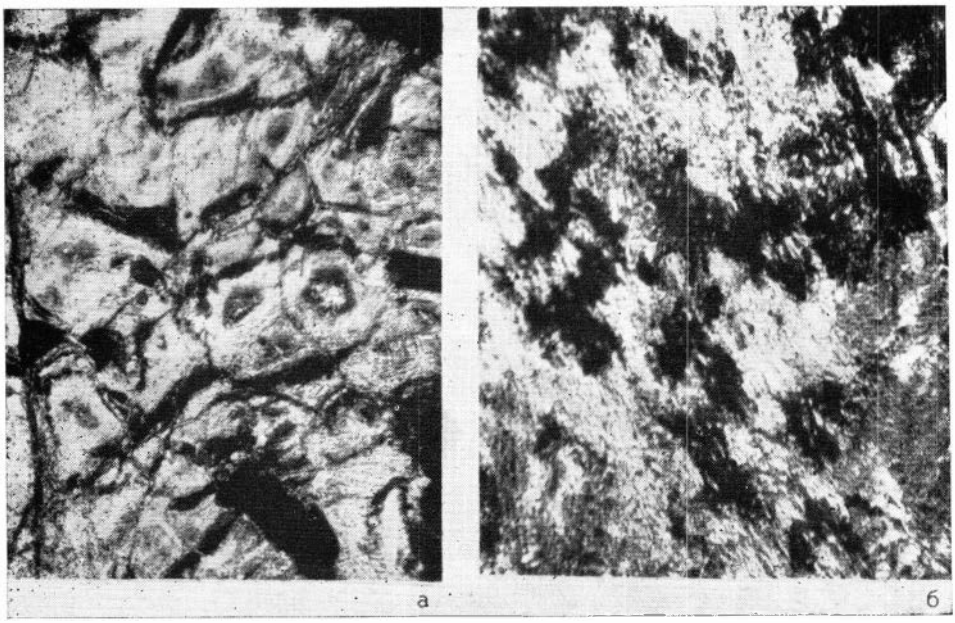
Petrascheck W. Die genetische Typen des Chromlagerstätten und ihre Aufsuchung.— "Erzmetall", 1957, Bd 10, H. 6.

Thayer T. P. Gravity Differentiation and Magmatic Re-emplacemente of Podiform Chromite Deposits.—"Econ. Geol.", 1969, N 4.

Wolfe W. T. The Blue River ultramafic intrusion. Cassiar Disrict British Columbia.— "Geol. Surv. of Canada", 1965, p. 64—48.

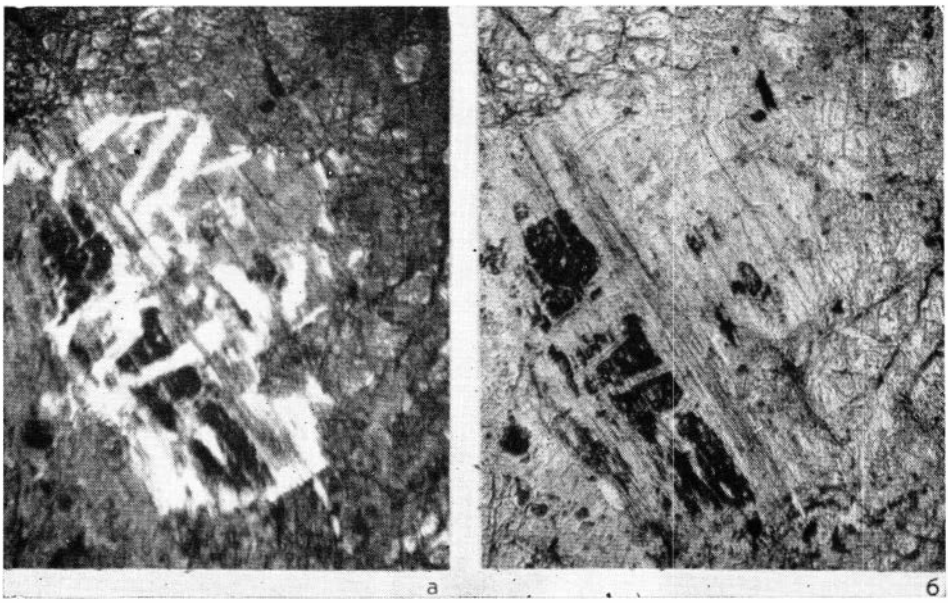
ФОТОГРАФИИ ШЛИФОВ И ОБРАЗЦОВ

Таблица I



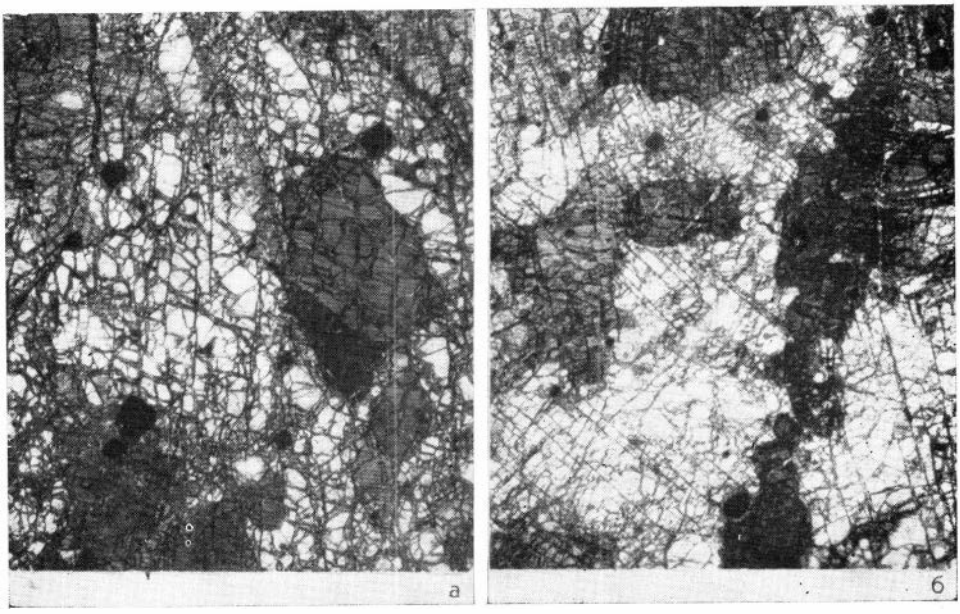
Серпентин-оливиновые породы:
а — гломеробласты оливина в ячейках серпентина микрозонального строения; *б* — серпентин-оливиновые струйчатые агрегаты в магнетит-серпентиновой полуизотропной массе. Мартыново-Шалапский массив, ув. 35, с анализатором.

Таблица II



Серпентинизированный перидотит. Черное — ромбический пироксен в бастите (белое) в серпентиновой основной массе. Белое в основной массе — избирательная карбонатизация. Мартыиово-Шалапский массив, скв. 314, гл. 67 м, ув. 35 (*а* — с анализатором, *б* — без анализатора).

Таблица III

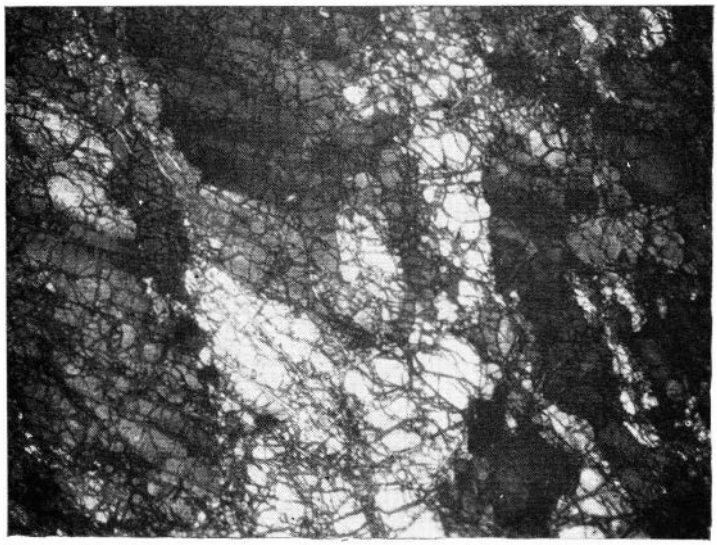


Крупнозернистый пегматоидный дунит (*а*) с жилоподобным (*б*) скоплением карбоната (темная полоса справа). Водораздел р. Ивановки и кл. Станового, ув. 12, с анализатором.

Таблица IV

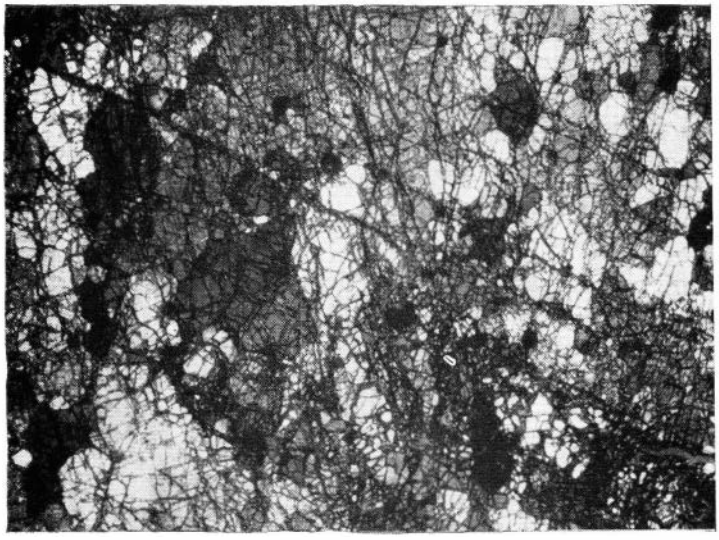
Дунит с реликтовой структурой перидотита. П — оливин-магнетитовая псевдоморфоза по пироксену. Кл. Маралий, ув. 12 (*а* — с анализатором, *б* — без анализатора).

Таблица V



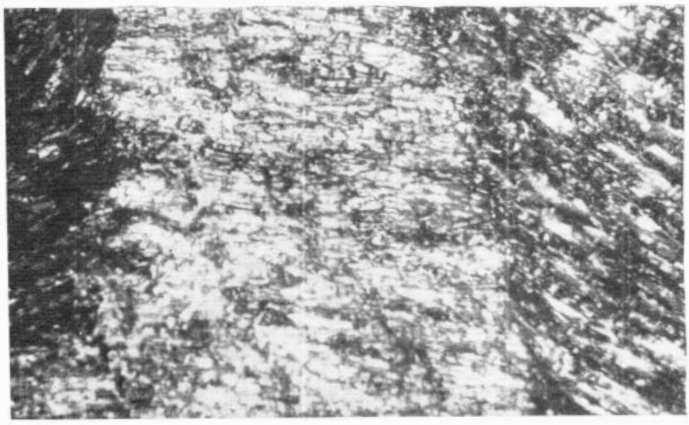
Перекристаллизованный дунит. Гора Зеленая, ув. 12, с анализатором.

Таблица VI



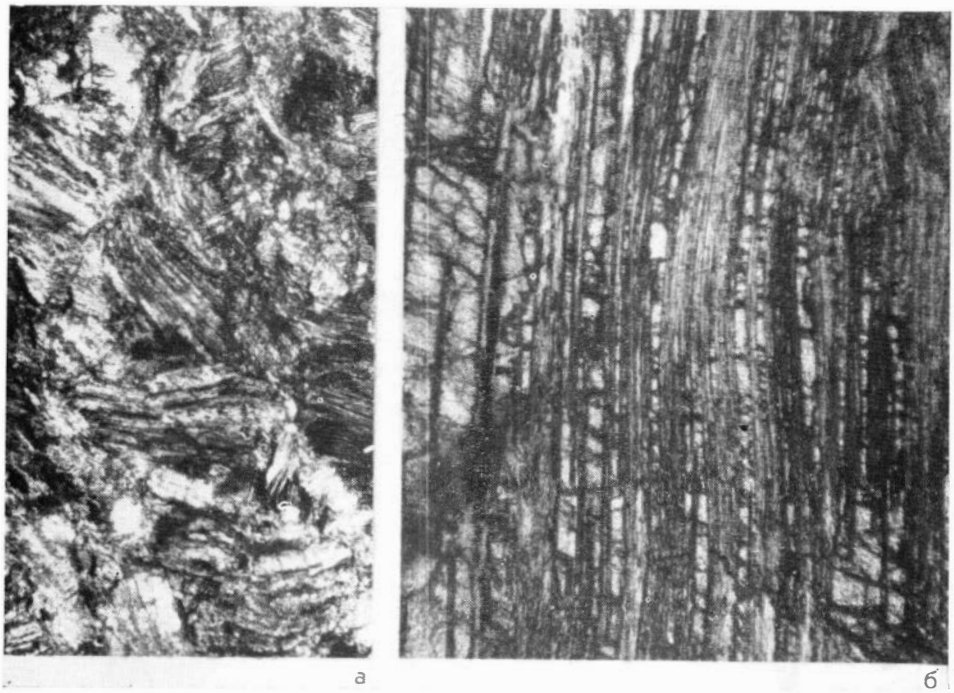
Дунит с микрожилками, выполненными углистым веществом. Ивановский массив, ув. 12, с анализатором.

Таблица VII

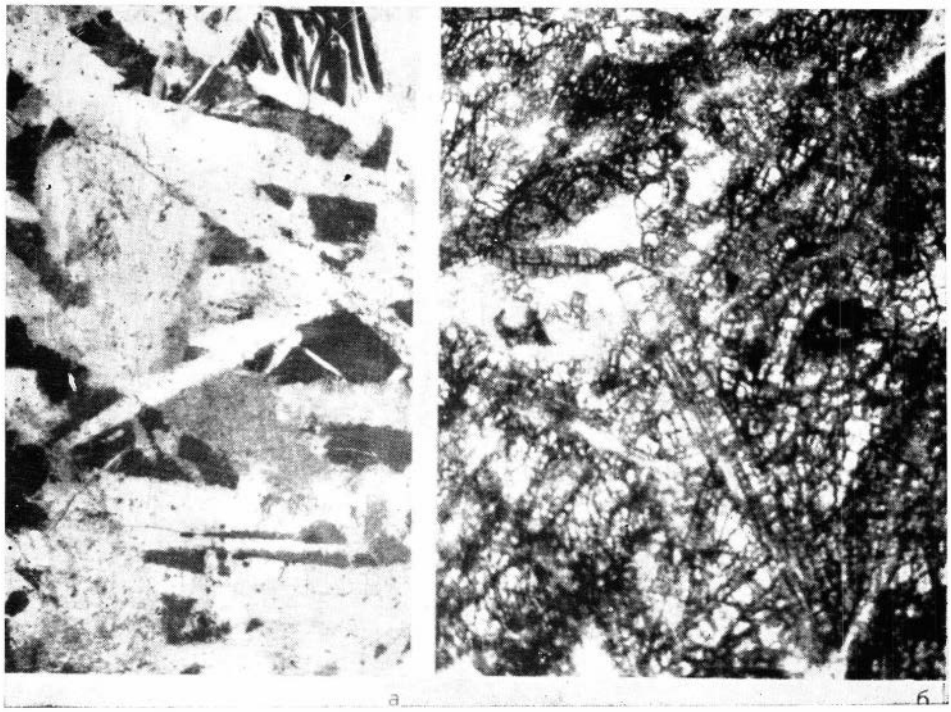


Метаморфическая порода оливинового состава. Светлое — червеобразные микрогранобласты оливина по первичному минералу (пироксену?). Ориентировка новообразованных полосок оливина в каждом замещенном зерне своя и отвечает основному направлению его спайности. В центре — наиболее светлое зерно пироксена (?) с тенденцией образования полосок оливина по двум направлениям спайности, гора Бархатная, ув. 32, с анализатором.

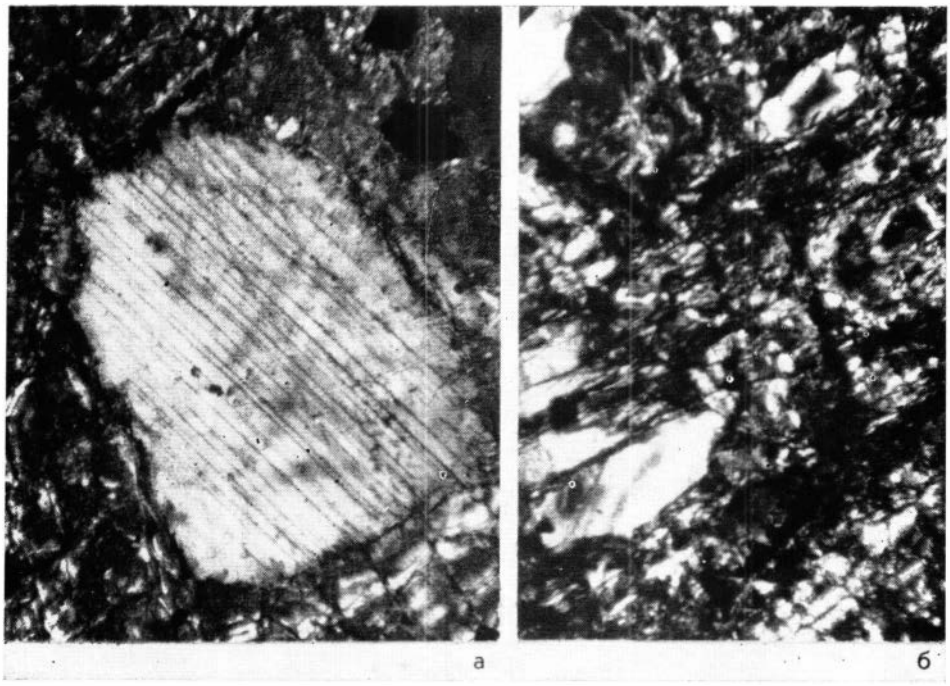
Таблица VIII



Оливин-антигоритовая гнейсовая порода: *а* — общий вид породы. Таблитчатые зерна, слагающие породу, имеют «бурундучное» оливин-антигоритовое строение. Правый борт кл. Станового, ув. 12, с анализатором; *б* — фрагмент зерна, ув. 45, без анализатора.

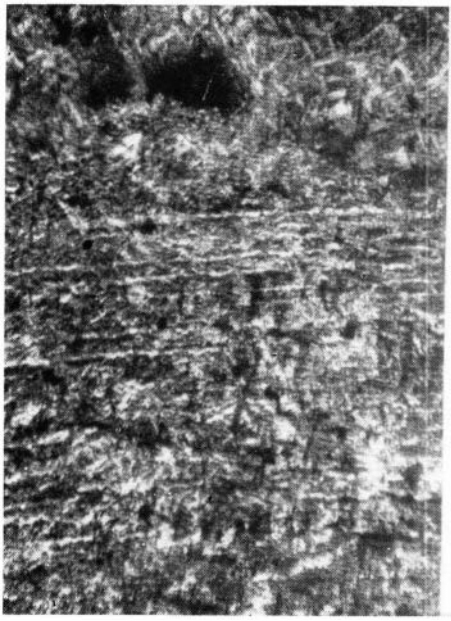


Форстеритит: *а* — участки, сложенные сильно вытянутыми шестовато-пластинчатыми (игольчатыми) кристаллами антигорита. Оливиновая масса: тремолит и изотропный серпентин; *б* — участок породы, состоящий из длиннопризматических идиоморфных кристаллов свежего оливина с совершенной спайностью на фоне серпентинитовой основной массы. Светлые пятна — агрегат из карбоната и талька. Гора Северная, ув. 12, с анализатором.



Гарцбургит:
а — с пироксеном. Крупное зерно со спайностью — бронзит. Гора Чемодан, кл. Кедровый, ув. 12, с анализатором; *б* — с баститом (светлое), темное — хризотил, антигорит, лизардит. Гора Бархатная, ув. 35, с анализатором.

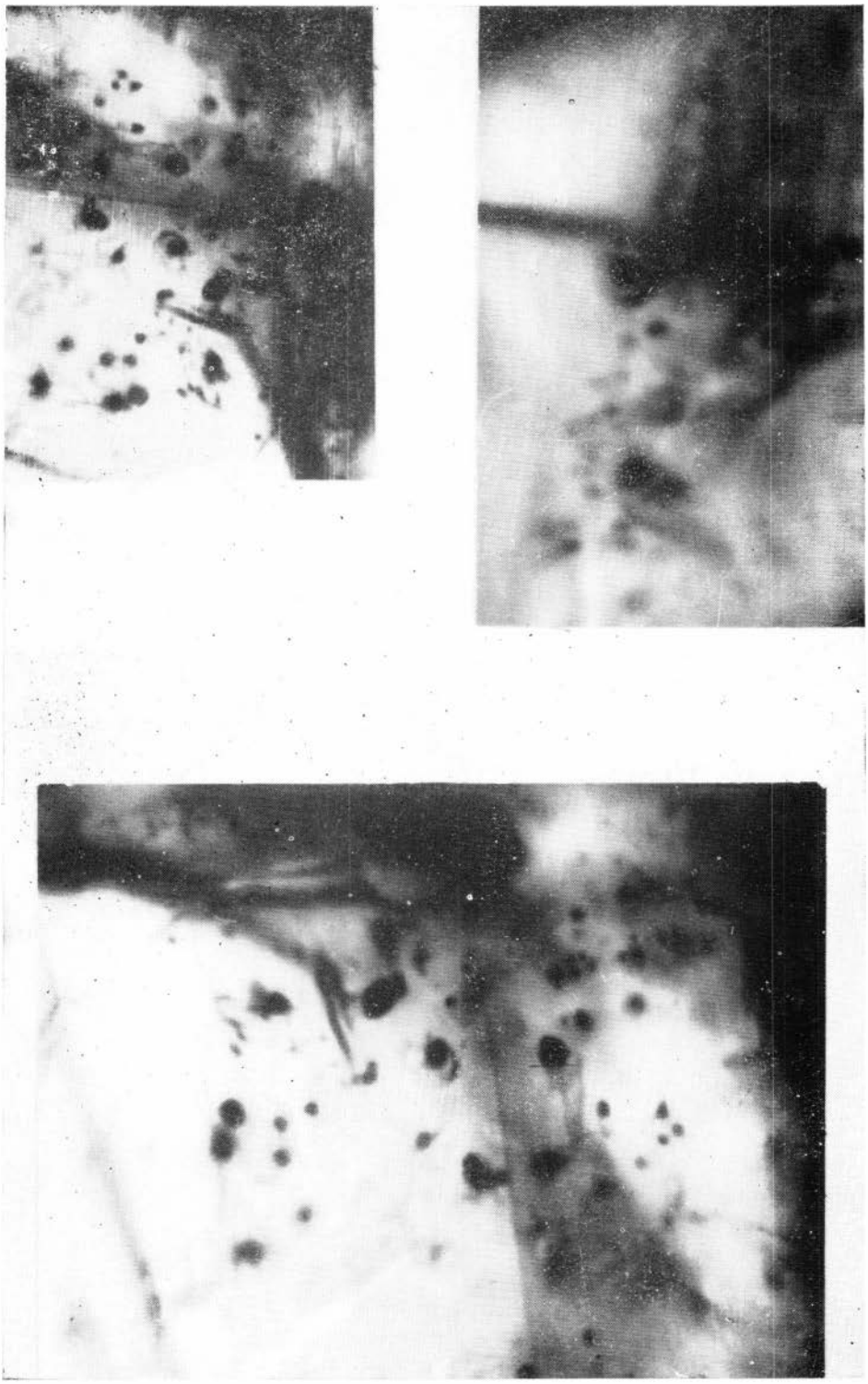
Таблица XI



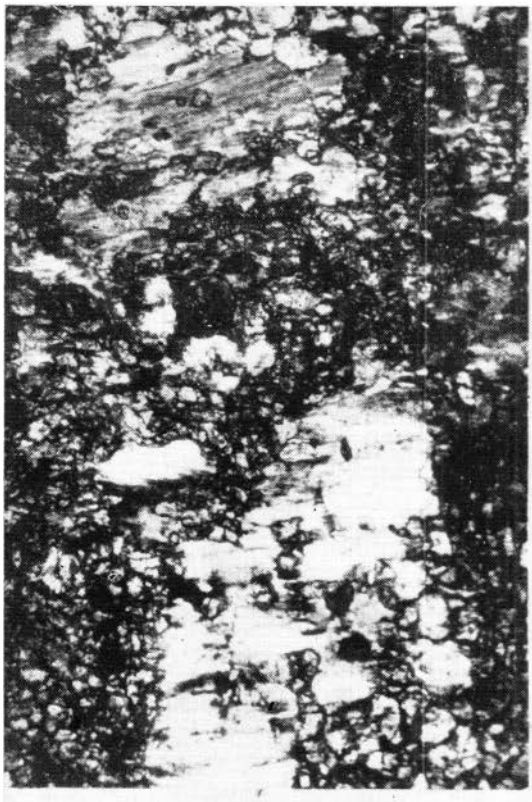
Антигоритовый серпентин из эндоконтактовой части Семеновского массива, ув. 35, с анализатором.

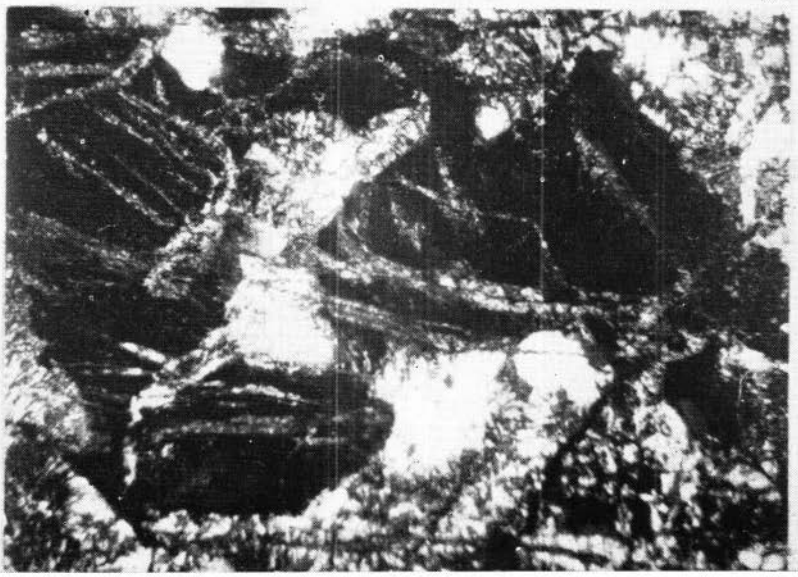
Таблица XII

Диаллагит в обнажении с темно-серыми горизонтальными полосками дунита. Гора Становой Хребет.

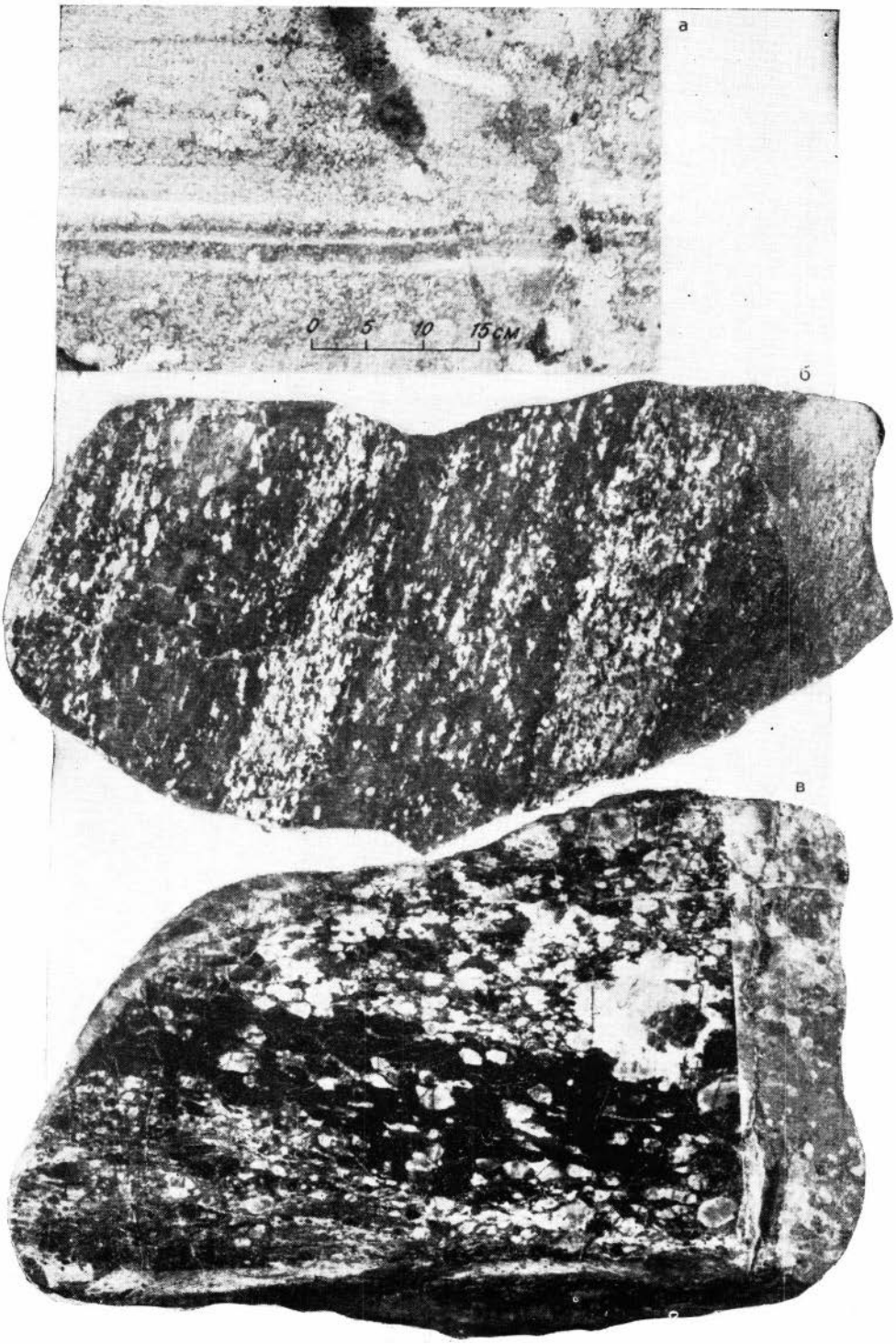


Включения инкрустированных пустот в оливине дунитов.

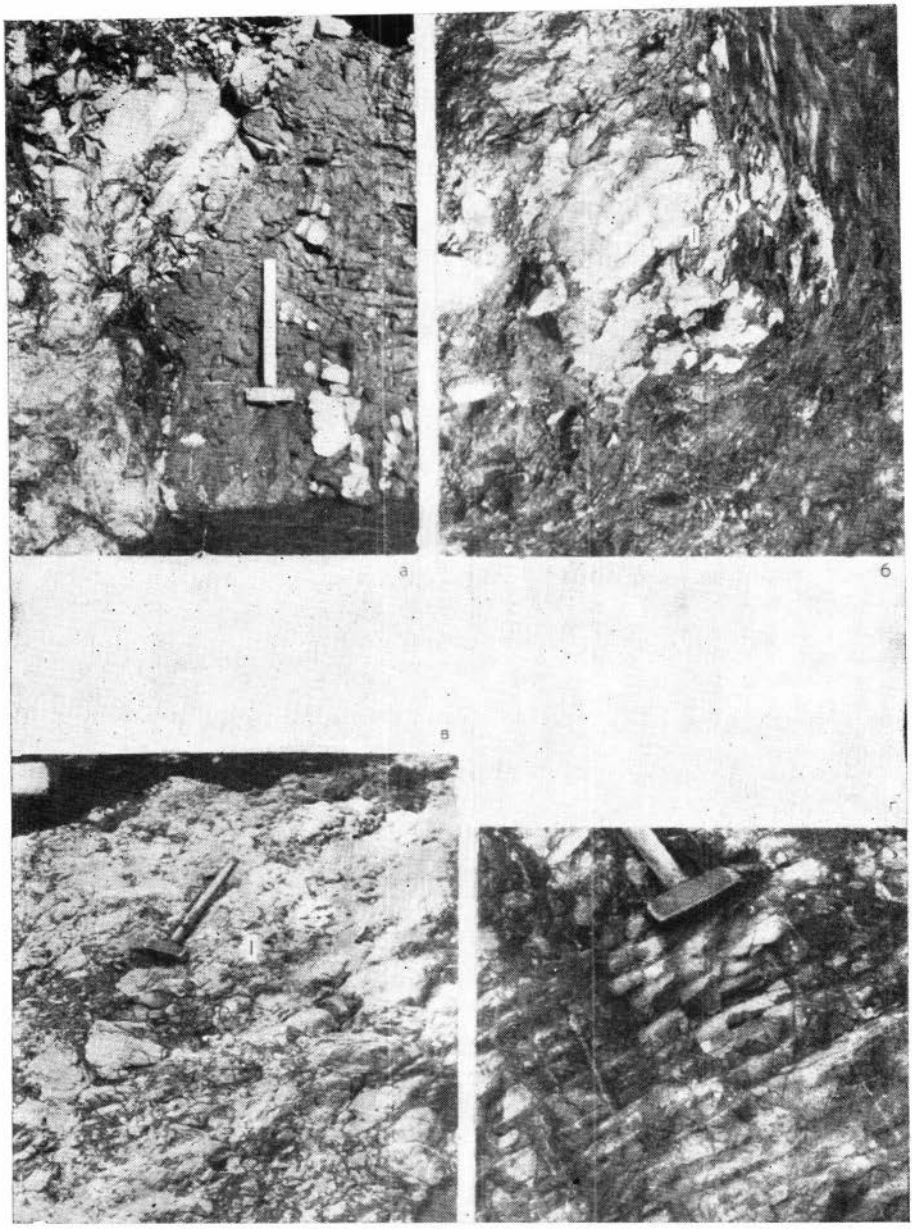




Жилообразные скопления гранобластового оливина:
а — развивающегося по баститу и серпентиновой основной массе, гора Бархатная, ув. 32, с анализатором; *б* — рассекающие порфиробласты энстатита в перидотите; *в* — развивающиеся в бурой изотропной (темное) и оливин-серпентиновой (светлое) массе. Гора Бархатная, ув. 35, с анализатором.

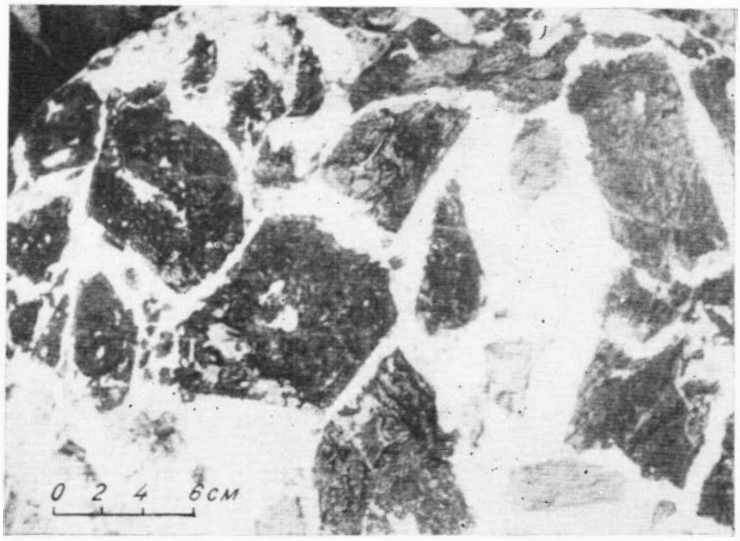


Типичная полосчатая текстура метаморфической габброидной породы:
а — темные полоски существенно амфиболитовые, светлые — полевошпатовые; *б* — то же, ув. 2; *в* — то же, черное — реликты серпентина. Гора Становой Хребет, истоки кл. Станового.



Форма (1) тела брекчий:
а — конусообразная; *б*, *в* — линзообразно-очковая. Кл. Прожилковый, гора Чемодан; *г* — характер дробления ультраосновных пород на участках развития брекчий. В раздробленные серпентиниты проникают микропрожилки туфовидной брекчии (светлое). Кл. Становой.

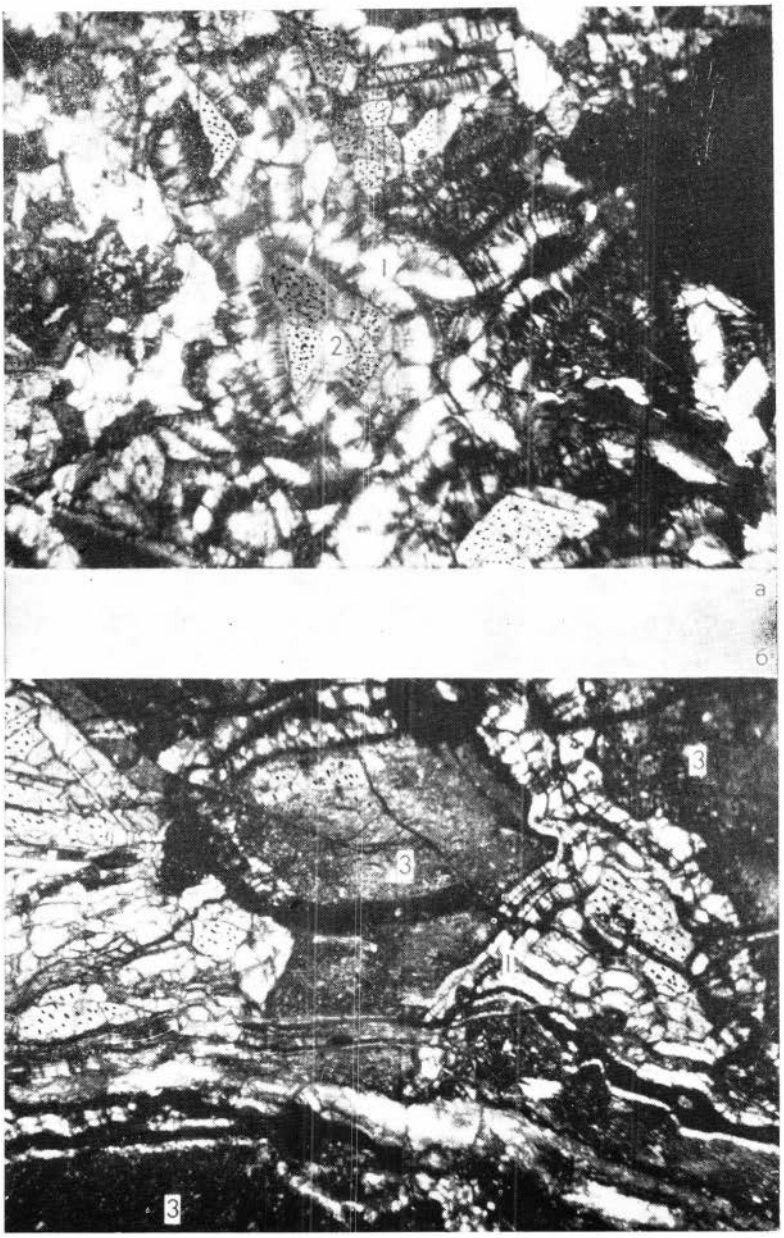
Таблица XVII



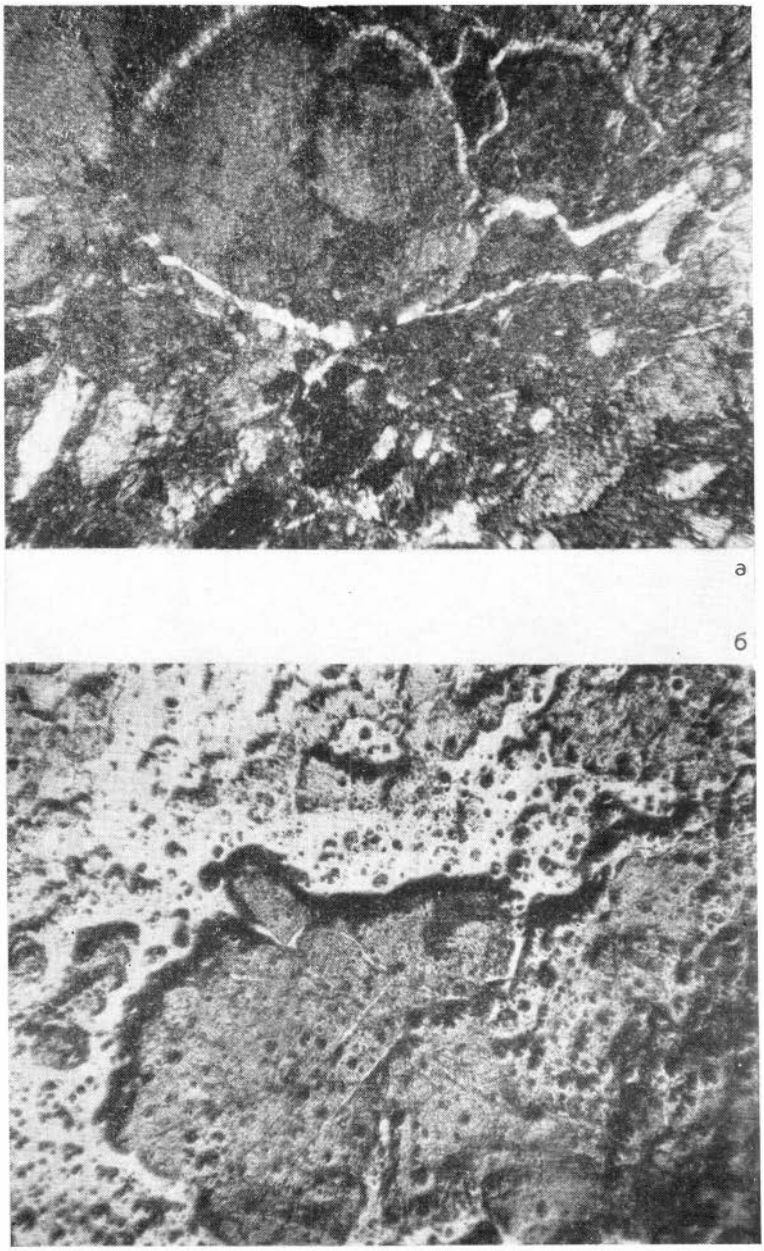
Габбро-пегматит. Темные зерна амфиболитизированного пироксена в эпидот-соссюрит-плагиоклазовой массе. Истоки кл. Станового.

Таблица XVIII

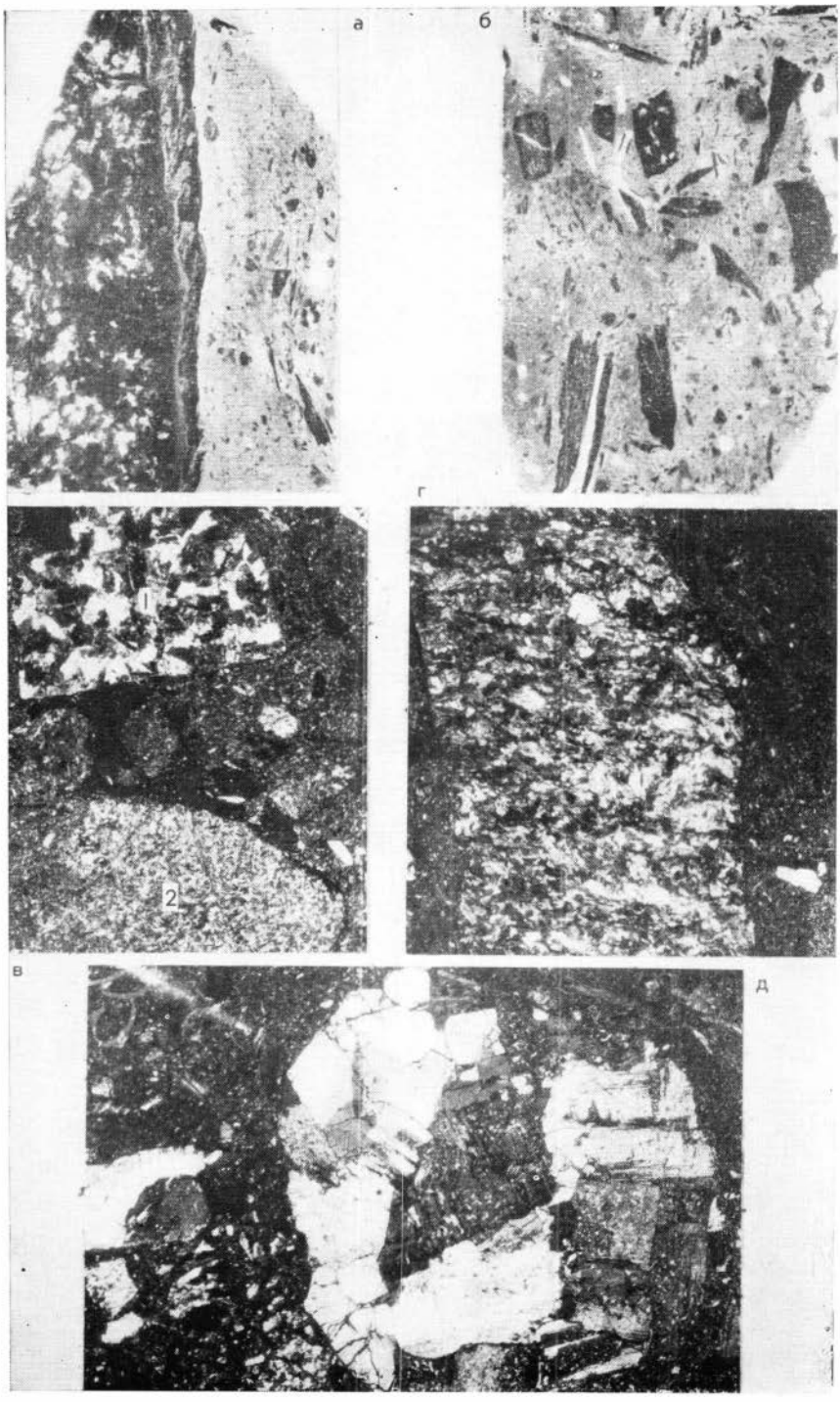
Флогопит в основной массе брекчии 14. Кл. Б. Медвежий, ув. 8.



Брекчия 7 с карбонатизированной и керолитизированной основной массой: *а* — радиально-лучистая керолитовая (1) и карбонатная (2) (с точками); *б* — керолито-карбонатная с участками полуизотропной микрокатакластовой (3). Западный склон горы Кедровой, ув. 8, с анализатором.

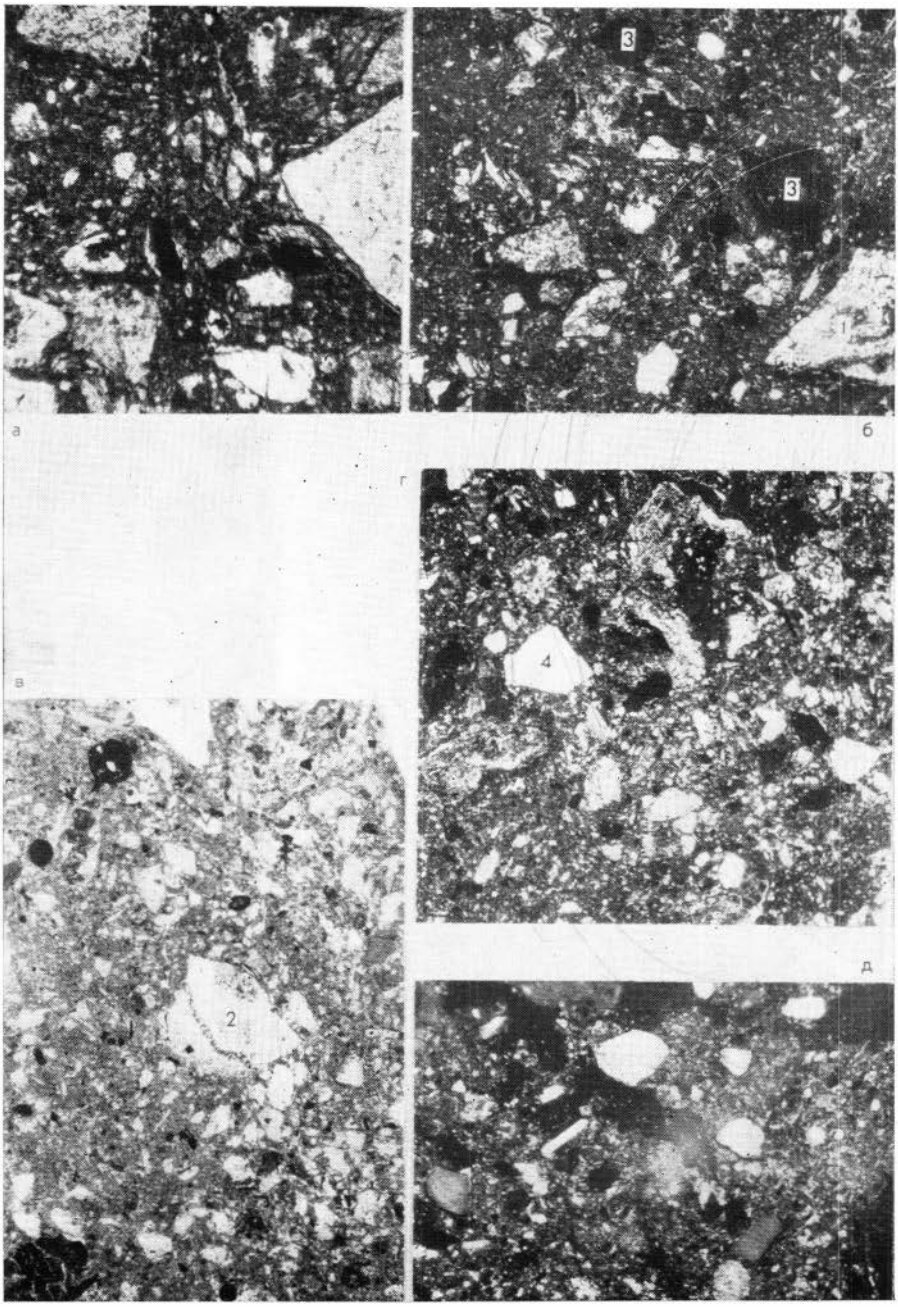


Характер изменения брекчий:
а — келифитовые каймы гидрослюдисто-хлоритового состава вокруг обломков; *б* — псевдоморфозы серпентина по оливину и пироксену в карбонат-серпентиновой основной массе. В псевдоморфозах серпентин имеет концентрически-зональное строение. Гора Становой Хребет, ув. 30, без анализатора.

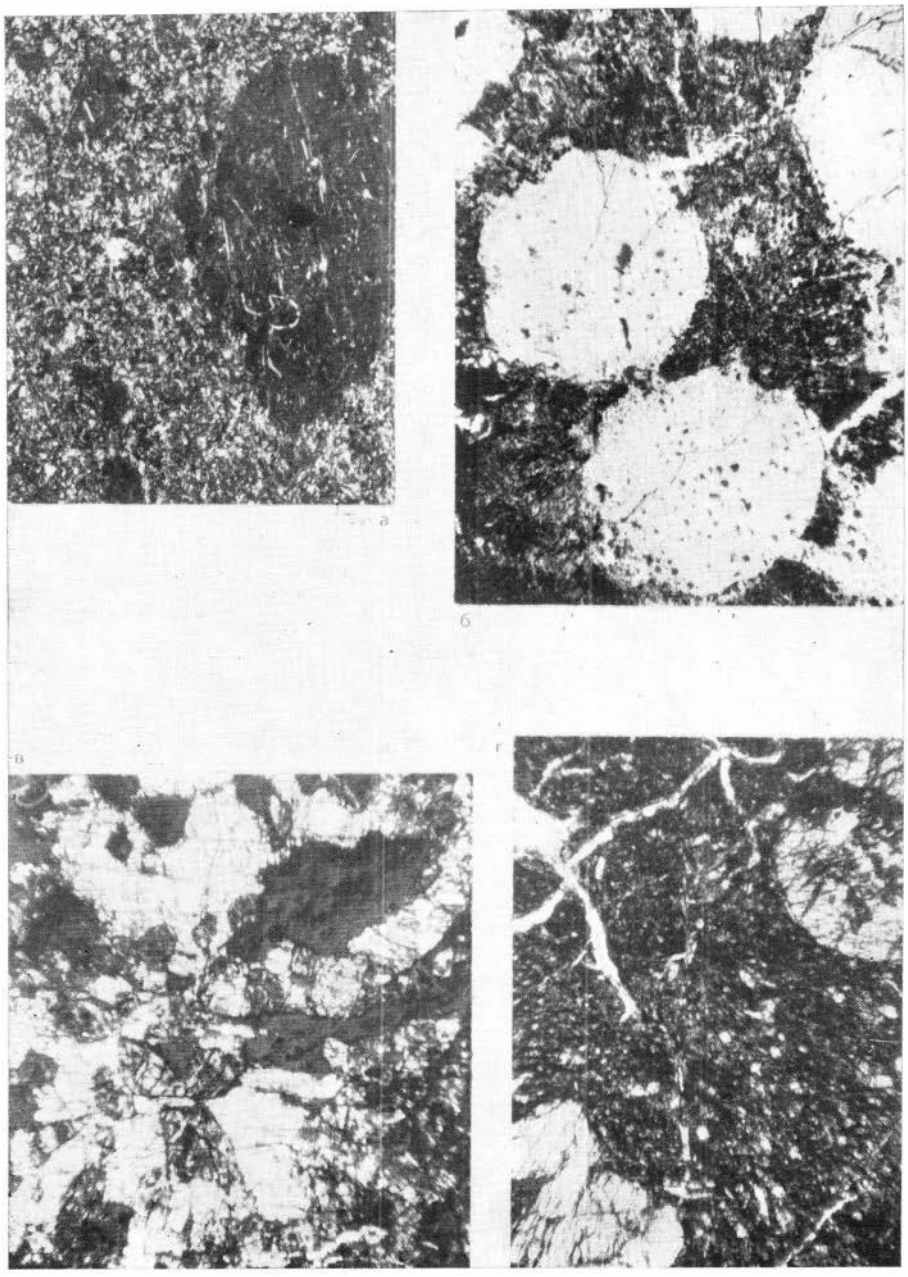


Брекчии района горы Чемодан с гидрослюдисто-хлорито-микрокатакластовой основной массой:

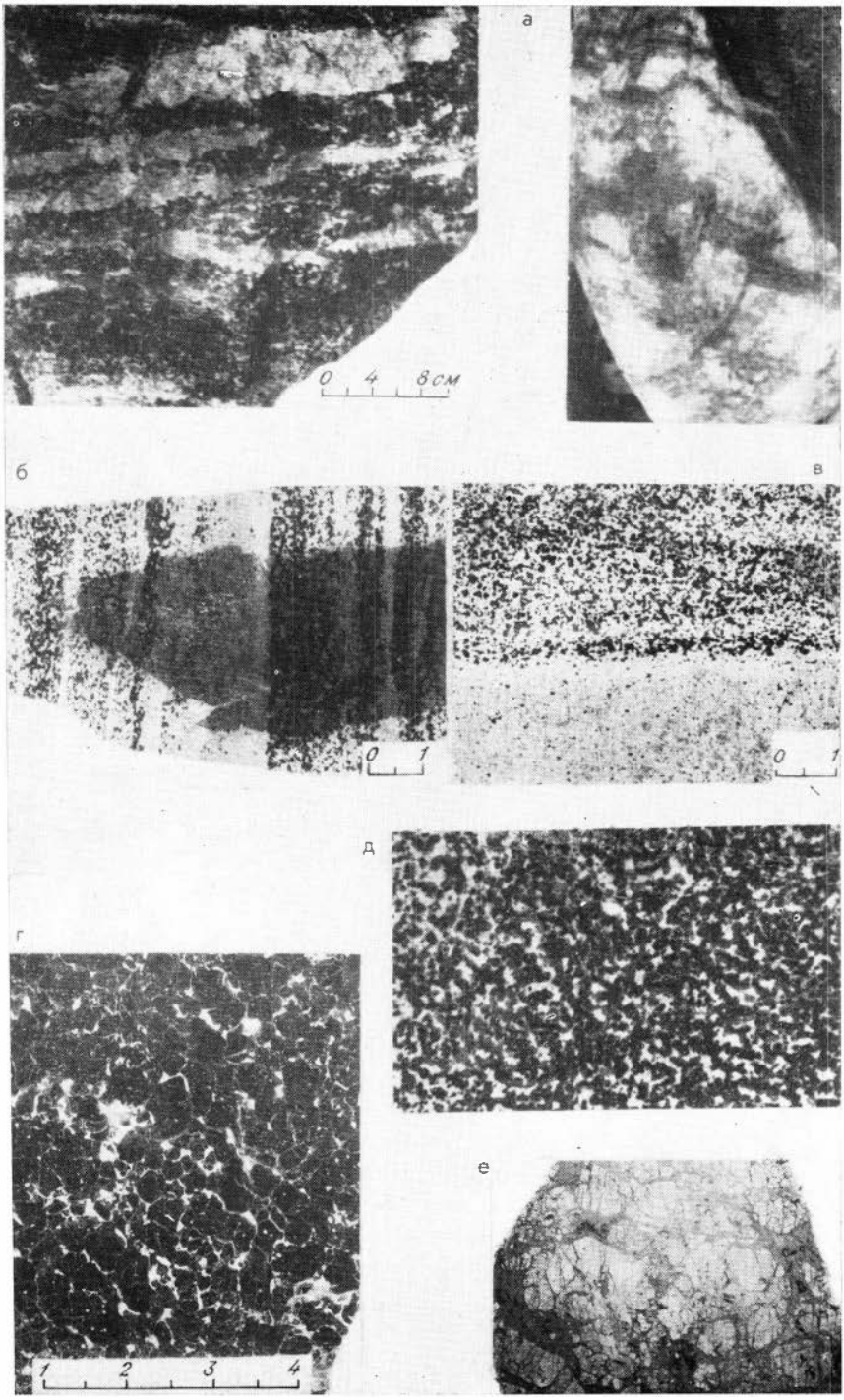
а — контакт серпентина с брекчией. В серпентините в приконтактовой части видна зона скопления рудного вещества, а в брекчии следы направленного движения; *б* — игловидные, угловатые включения серпентина, плагиоклаза и других минералов в туфовидной основной массе брекчии. Натуральная величина. В хлорит-серпентиновой основной массе: *в* — резорбированные включения амфиболизированного габбро (1), серпентина (2); *г* — амфиболита; *д* — гранодиорита гипидиоморфно-зернистой структуры. Ув. 12, с анализатором.



Брекчии с гидрослюдисто-хлорито-ультракатакластовой основной массой, состоящие из серпентинита (*а*), шариков стекла (*б*, 3), альбита (*г*, 4) и других пород. Обломки сплоены (*а*, *б*, 1), раздроблены и раздвинуты основной массой (*в*, 2), *д* — для сравнения приведена фотография кимберлита из трубки взрыва «Спутник», Якутия. Ув. 30.

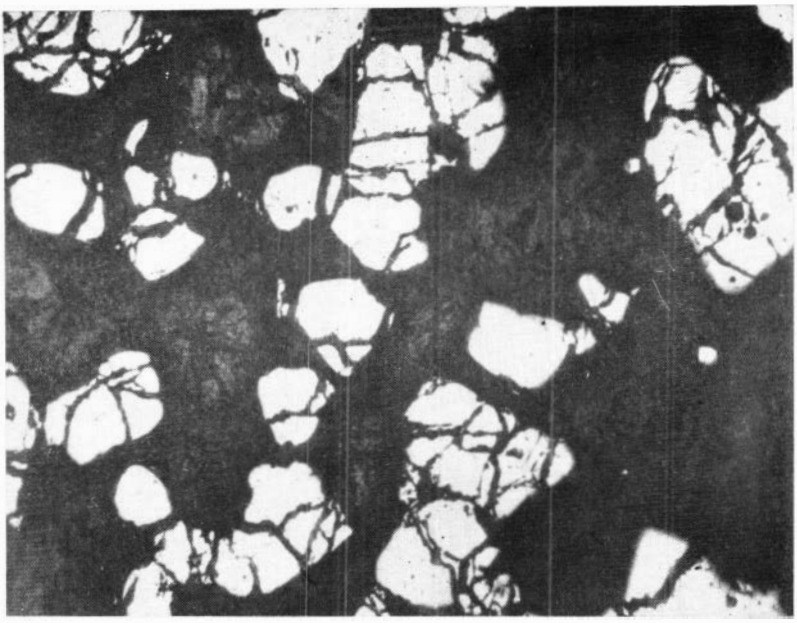


Брекчии Мартыново-Шалапского массива на Салаире:
а — **псевдоморфозы хлорита** (темное) по серпентину, в свою очередь образовавшемуся по оливину. Основная масса хлорит-титан-авгитовая, с серпентином, рудным минералом, витрифицированным стеклом, лимонитом, ув. 12, с анализатором; *б* — хризотил-микроантигоритовые псевдоморфозы по хондровидным включениям оливина (светлое). Вокруг псевдоморфоз — келифитовый венчик из антигорита. В основной скрытокристаллической массе участками содержится актинолит, серпентин, рудная сыпь, ув. 30; *в* — звездчатый агрегат титан-авгита с пойкилитовыми вростками оливина, ув. 30, с анализатором; *г* — хондровидные включения радиально раздробленного энстатита (светлое). Основная масса: титан-авгит, плагиоклаз, хлорит, рудная сыпь. Карбонат с серпентином в жилках и гнездах.



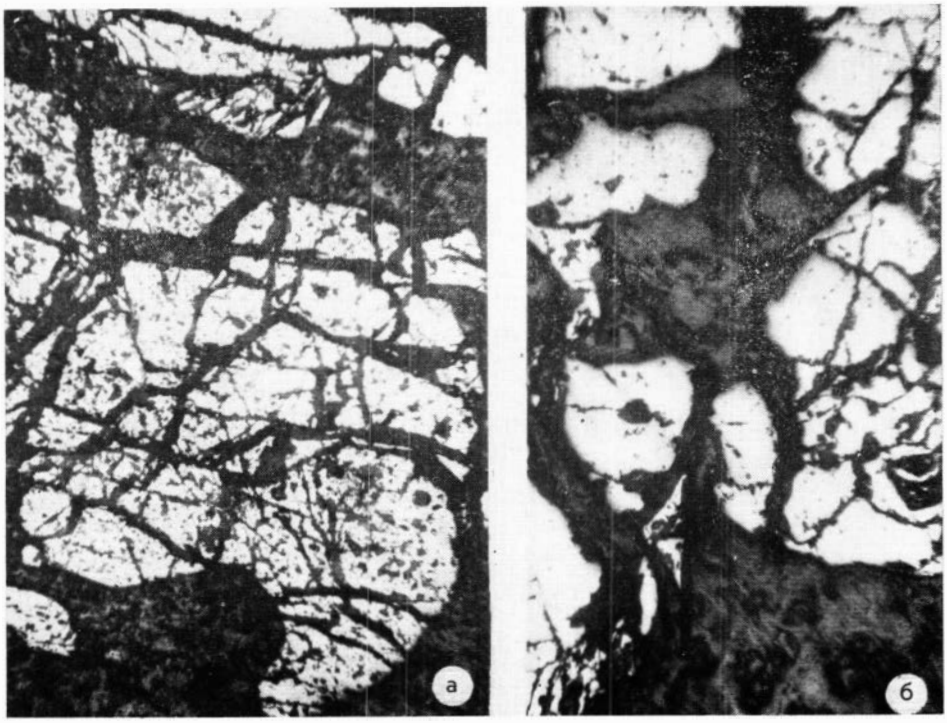
Текстуры хромитовых руд:
а — брекчиевые; *б, в* — полосчато-вкрапленные (светлое — корочка выветривания); *г* — вкрапленные крупнозернистые; *д* — среднезернистые, натуральная величина; *е* — подулярные, ум. 2.

Таблица XXV

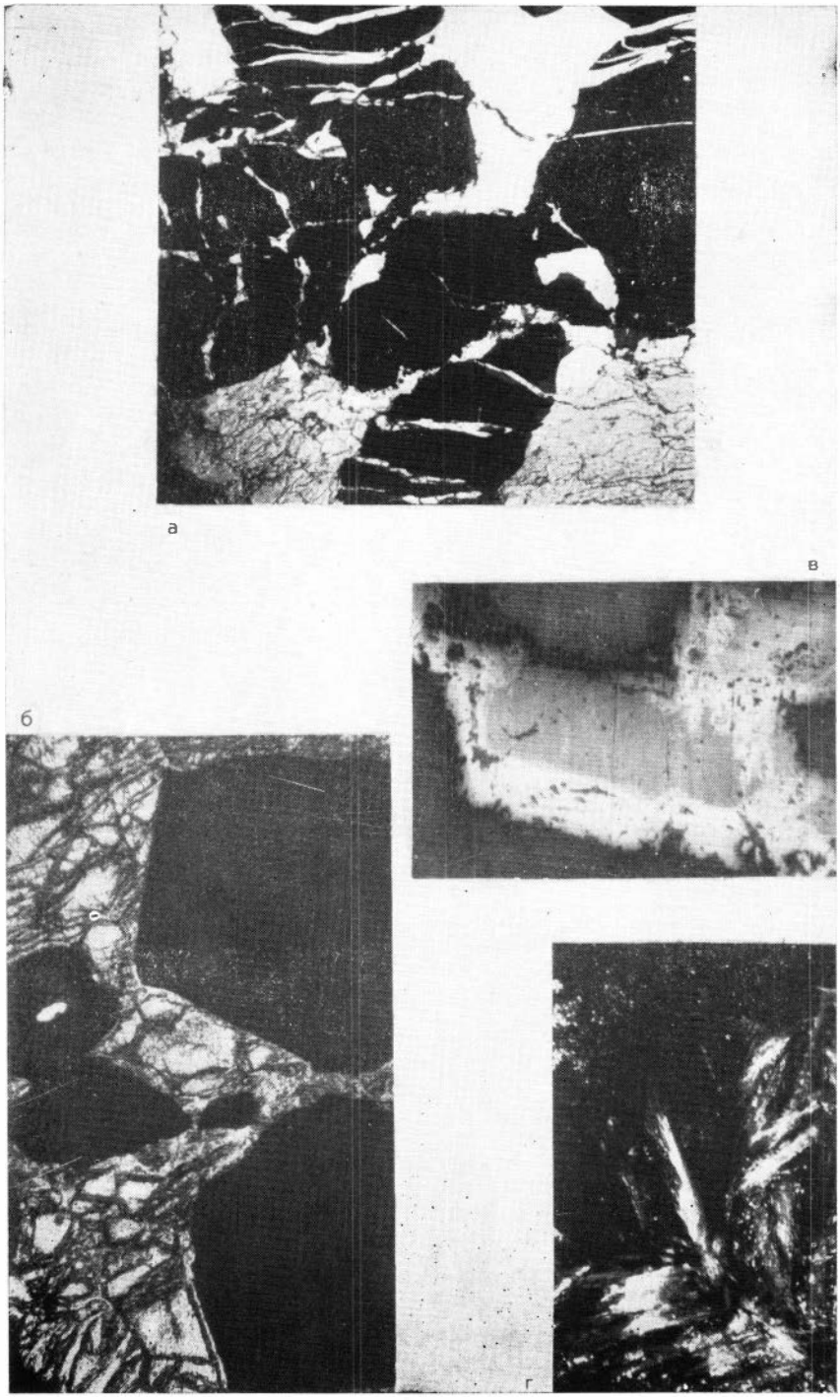


Петельчатые агрегаты хромита. Успенский массив, ув. 12.

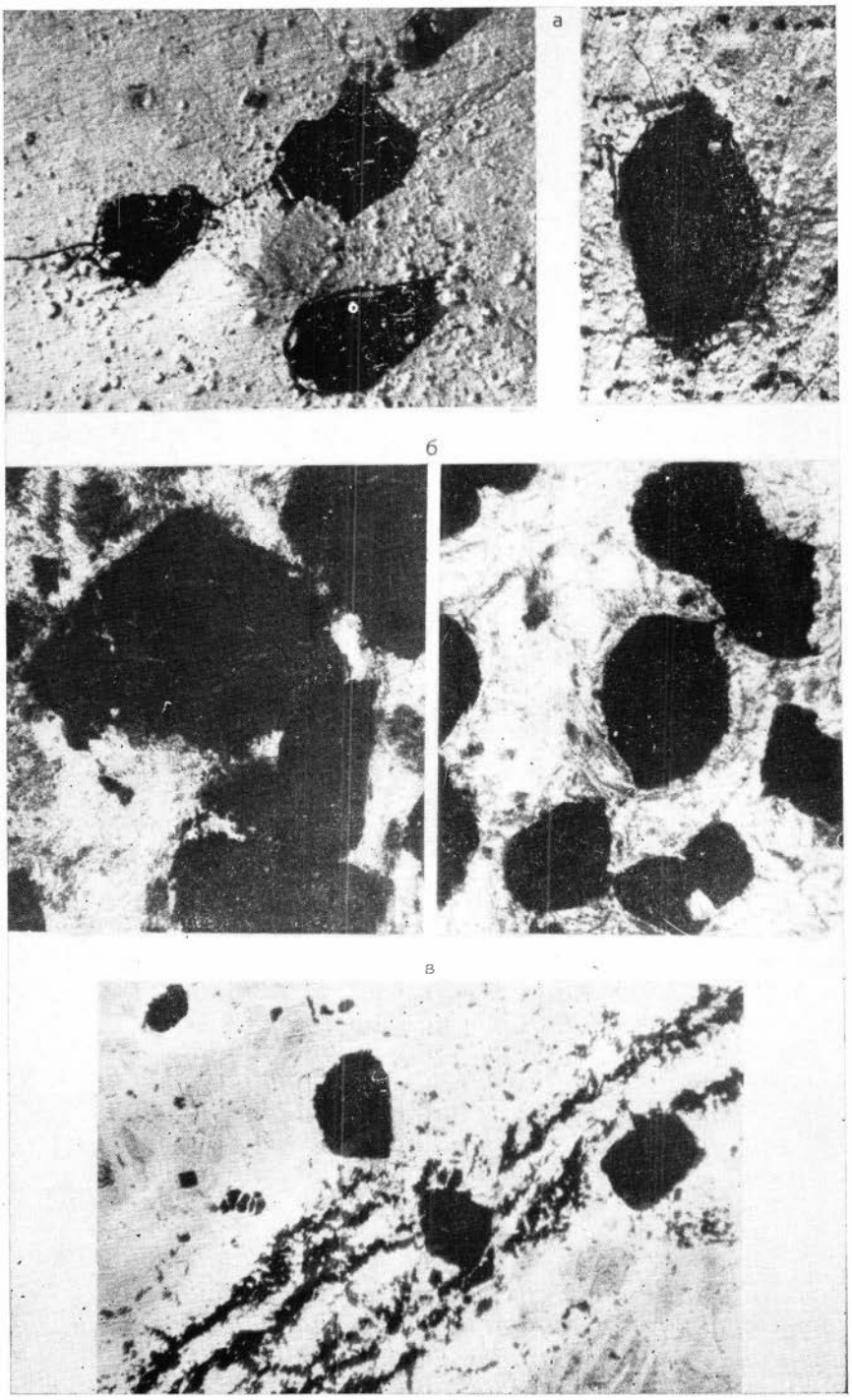
Таблица XXVI



Структуры хромитовых руд:
а — брекчиевая, по трещинкам развивается хлорит, антигорит и магнетит. Гора Бархатная, ув. 85. Фото Т. Н. Соболь; *б* — раскрашенная, по трещинкам хромит замещается магнетитом. Гора Становой Хребет, ув. 70.



Метаморфизм хромитовых руд:
а — хромит с зернами ксеноморфной формы чешуйчато-сланцеватого строения в серпентините; *б* — хромит идиоморфной формы с каемками магнетита и серпентина; в — замещение хромита магнетитом; *г* — метельчатые агрегаты хлорита в хромитовой руде. Горы Становой Хребет, Зеленая, ув. 85.



Метаморфизм хромитовых руд:
а — зерна хромита, окруженные полоской магнетита по контуру первичного зерна. Массив Семеновский, ув. 45; *б* — корродированные зерна хромита, обрастающие «щеткой» магнетита и серпентина. Гора Чемодан, ув. 45; *в* — зерна замещенного по краям магнетитом хромшпинелида и жилки переотложенного хромистого магнетита в серпентините. Гора Становой Хребет, ув. 45.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Введение 4

Глава I. Геологическая характеристика дунит-гарцбургитовых массивов и зональных базит-гипербазитовых ассоциаций 7
Центрально-Алатауская зона гипербазитов . . . . . —
Кузнецко-Алатауский гипербазитовый пояс 15
Центрально-Алатауская зона гипербазитов 16
Породы, вмещающие базит-гипербазитовые ассоциации Центрально-Алатауской зоны 17
Геологическая характеристика базит-гипербазитовых ассоциаций . . . 18
Горы Чемодан, Становой Хребет . . . . . —
Гора Медвежья 21
Дайковый комплекс гипербазитов Центрально-Алатауской зоны . . 26
Кожух-Пезасская базит-гипербазитовая ассоциация 27
Кундустуюл-Семеновская базит-гипербазитовая ассоциация 29
Бекетско-Кайгадатская зона гипербазитовых массивов 32
Усинско-Саланская зона гипербазитовых массивов . . . . . —
Викторьевско-Ортонская и Сеглебирская зоны гипербазитовых массивов 33
Салаирский гипербазитовый пояс . . . . . —
Тогул-Сунгайская базит-гипербазитовая ассоциация 34
Уксунайско-Александровская зона гипербазитов 39
Озерковско-Баюновская базит-гипербазитовая ассоциация 41
Мартыново-Шалапская базит-гипербазитовая ассоциация . . . . . —
Южно-Салаирская зона гипербазитов 44
Бехтемир-Ощепковская и Россошинско-Марушинская зоны гипербазитов —
Краткая петрографическая характеристика главных типов ультраосновных пород 45
Химический состав гипербазитов Кузнецкого Алатау и Салаира . . 57
О включениях в оливинах дунитов 64
Метаморфизм ультраосновных пород 68

Глава II. Брекчии взрыва в связи с дунит-гарцбургитовыми массивами Кузнецкого Алатау и Салаира 76
Брекчии Кузнецкого Алатау 77
Брекчии Мартыново-Шалапского гипербазитового массива 90
О генезисе брекчий 93

Глава III. Характеристика хромитового оруденения 98
Вещественный состав хромитовых руд 116
Химический состав, физические свойства и технологическая характеристика хромитовых руд 118
Морфогенетические особенности хромитового оруденения 120

Глава IV. Особенности размещения и строения гипербазитовых массивов Кузнецкого Алатау и Салаира и некоторые вопросы их генезиса 124

Литература 135

Приложение. Фотографии шлифов и образцов 145

Ольга Георгиевна Коновалова
Наталья Александровна Прусевич

ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫЕ МАССИВЫ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И САЛАИРА
(Геологические особенности, условия формирования, хромитоносность)

Ответственные редакторы
Юрий Александрович Долгов, Вадим Викторович Велинский

Редактор *Н. Ф. Джигирис*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Е. Ф. Новиков*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *Н. В. Клопотная, С. Ф. Липинская*

Сдано в набор 20 апреля 1976 г. Подписано в печать 8 декабря 1976 г. МН 10694. Формат 70×108 1/16. Бумага машиномелованная. 9 печ. л.+1,5 печ. л. на мел. бум.=14,7 усл. печ. л.+1 вкл., 15 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 99. Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.